



Universitat Ramon Llull

TESI DOCTORAL

ESTUDIS DE SOROLL SÍSMIC AMBIENTAL AMB REGISTRES DE SISMÒMETRES DE FONS MARÍ. TOMOGRAFIA D'ONES SUPERFICIALS AL NE DE LA PENÍNSULA IBÈRICA

Realitzada per J. Tànit Frontera Genovard

al Centre Institut Universitari Observatori de l'Ebre

al Departament de Geofísica

Dirigida per Carme Olivera Lloret i Arantza Ugalde Aguirre

Per a mon pare i ma mare,
en Guiem i na Barita

Nihil ita ut immobile esset natura concebit.

La natura no ha produït res perquè fos immòbil.

Sèneca, Qüestions Naturals 6, 12

Rerum natura sacra sua non semel tradit.

La natura no lliura els seus secrets tots d'una vegada.

Sèneca, Qüestions Naturals 7, 30, 6

Resum

L'estiu de 2005, es varen instal·lar un sismòmetre de fons marí (OBS, sigles en anglès d'*Ocean Bottom Seismometer*) permanent, de tres components i banda ampla, i un sensor diferencial de pressió, a les immediacions de la plataforma petrolífera Casablanca (Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A.), a uns 150 m de fondària i 50 km de la costa de Tarragona. Aquesta iniciativa, pionera a l'Estat espanyol, es va portar a terme en el marc del projecte Casablanca (REN2003-06577), concedit pel Ministerio de Educación y Ciencia a l'Institut Geològic de Catalunya (IGC) i l'Observatori de l'Ebre, amb l'objectiu de caracteritzar la detectabilitat de l'OBS i millorar el coneixement de la sismicitat i el risc sísmic a la zona. L'any 2007, després d'una reinstal·lació dels sensors en què es varen introduir millores, la transmissió satèl·lit en temps real del senyal al centre de recepció de dades sísmiques a l'IGC de Barcelona va possibilitar la integració de l'OBS a la xarxa sísmica de Catalunya.

L'anàlisi de soroll sísmic ambiental a l'emplaçament de l'OBS Casablanca mostra nivells alts als tres components, especialment a baixes freqüències i a la banda microsísmica. Així mateix, s'observen variacions estacionals i la influència de les condicions meteorològiques i oceanogràfiques. La comparació dels nivells de soroll a l'OBS Casablanca amb el d'un altre OBS situat a la mar de Ligúria, amb una instrumentació semblant, però instal·lat a una fondària de 2500 m, mostra un comportament més sorollós a Casablanca, probablement a causa de la menor profunditat a què està situat.

Tot i el seu comportament sorollós, l'OBS Casablanca ha enregistrat diversos sismes locals, regionals i telesismes. Malgrat la petita magnitud i l'escassetat de terratrèmols locals succeïts durant el període de funcionament de l'OBS, l'estació ha mostrat la seva utilitat de cara a la millora de les localitzacions hipocentrals dels sismes propers amb epicentre a la mar. Noves dades permetran la validació d'aquest resultat.

El senyal de l'OBS Casablanca, juntament amb el d'estacions situades a la Península Ibèrica, el nord d'Àfrica i les Illes Balears, s'ha pogut utilitzar amb èxit en un estudi de tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental realitzat al NE de la Península. El procediment de l'estudi tomogràfic ha inclòs un tractament del senyal a fi de minimitzar l'energia aportada pels terratrèmols i normalitzar les amplituds a totes les freqüències. Mitjançant el càlcul de la correlació creuada per a tots els parells d'estacions disponibles durant un període de més d'un any, s'ha trobat un senyal equivalent a la funció de Green del medi, que ha possibilitat la mesura de la velocitat de grup i de fase. La representació dels resultats en forma de mapes de dispersió mostra zones d'altres i baixes velocitats, coherents amb les principals estructures geològiques de l'escorça i part del mantell superior.

Resumen

Durante el verano de 2005, se instalaron un sismómetro de fondo marino (OBS, siglas en inglés de *Ocean Bottom Seismometer*) permanente, de tres componentes y banda ancha, y un sensor diferencial de presión, en las inmediaciones de la plataforma petrolífera Casablanca (Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A.), a unos 150 m de profundidad y 50 km de la costa de Tarragona. Esta iniciativa, pionera en España, se llevó a cabo en el marco del proyecto Casablanca (REN2003-06577), concedido por el Ministerio de Educación y Ciencia al Institut Geològic de Catalunya (IGC) y al Observatori de l'Ebre, con el objetivo de caracterizar la detectabilidad del OBS y mejorar el conocimiento de la sismicidad y el riesgo sísmico en la zona. En el año 2007, después de una reinstalación en la que se introdujeron mejoras, la transmisión satélite en tiempo real de la señal al centro de recepción de datos sísmicos del IGC en Barcelona posibilitó la integración del OBS a la red sísmica de Cataluña.

El análisis del ruido sísmico ambiental en el emplazamiento del OBS Casablanca muestra niveles altos en las tres componentes, especialmente a bajas frecuencias y en la banda microsísmica. También se observan variaciones estacionales y la influencia de las condiciones meteorológicas y oceanográficas. La comparación de los niveles de ruido en el OBS Casablanca con los de otro OBS situado en el mar de Liguria, de instrumentación similar, pero instalado a 2500 m de profundidad, muestra un comportamiento más ruidoso en Casablanca, probablemente a causa de la menor profundidad a la que está situado.

Aunque de comportamiento ruidoso, el OBS Casablanca ha registrado numerosos seísmos locales, regionales y teleseísmos. A pesar de la pequeña magnitud y la escasez de terremotos locales durante el periodo de funcionamiento del OBS, la estación ha mostrado su utilidad de cara a la mejora de las localizaciones hipocentrales de los seísmos cercanos con epicentro en el mar. Nuevos datos permitirán la validación de este resultado.

La señal del OBS Casablanca, junto con la de estaciones situadas en la Península Ibérica, el norte de África y las Islas Baleares, se ha podido utilizar con éxito en un estudio de tomografía de ondas superficiales con ruido sísmico ambiental realizado al NE de la Península. El procedimiento del estudio tomográfico ha incluido el tratamiento de la señal para minimizar la energía aportada por los terremotos y normalizar las amplitudes para todas las frecuencias. Mediante el cálculo de la correlación cruzada para todos los pares de estaciones disponibles durante un periodo de más de un año, se ha obtenido una señal equivalente a la función de Green del medio, que ha posibilitado la medida de la velocidad de grupo y de fase. La representación de los resultados en forma de mapas de dispersión muestra zonas de altas y bajas velocidades, coherentes con las principales estructuras geológicas de la corteza y parte del manto superior.

Summary

During the summer of 2005, a three-component broad-band permanent ocean bottom seismometer (OBS) and a differential pressure gauge were deployed near the Casablanca oil platform (Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A.) at a depth of about 150 m and 50 km away from the Tarragona coast (NE Iberian Peninsula). This initiative, pioneer in Spain, was carried out within the framework of the Casablanca project (RES2003-06577), given by the Ministerio de Educación y Ciencia to the Institut Geològic de Catalunya (IGC) and to the Observatori de l'Ebre. The aim of this project was to characterize the OBS detection threshold and to improve the knowledge of the seismicity and seismic risk in the area around. In 2007 satellite transmission was implemented to have continuous and real time data, which allowed integrating the OBS into the Catalan Seismic Network.

A seismic ambient noise analysis at the Casablanca OBS site shows high levels on the three components, especially at low frequencies and at the microseismic band. Seasonal variations and the meteorological and oceanographic conditions influence are also observed. The comparison between Casablanca OBS noise levels and those from another OBS placed at the Ligurian Sea, equipped with similar instrumentation but installed at a depth of 2500 m, shows that the Casablanca site is noisier, probably due to its shallower deployment.

Despite its noisy behaviour, the Casablanca OBS has recorded a number of local and regional earthquakes and teleseisms. Only few close small events have occurred during the OBS running period. Nevertheless, the station has shown its utility to improve hypocentral locations of close earthquakes with the epicentre offshore.

The Casablanca OBS signal, together with that from stations placed at the Iberian Peninsula, northern Africa and Balearic Islands, has been successfully used in a surface wave tomographic study from ambient noise in the NE Iberian Peninsula. The tomographic study includes a signal processing to minimize the energy from earthquakes and to normalize the amplitudes for all frequencies. A signal equivalent to the Green function has been obtained through the cross-correlation between all the possible station pairs during a period longer than one year, allowing the measurement of group and phase velocities. The results, which are presented as dispersion maps, show areas of high and low velocities that are coherent with the main crust and upper mantle geological structures.

Agraïments

Aquest treball, s'ha portat a terme a l'Institut Geològic de Catalunya (IGC) i, abans de la seva creació dia 27 de desembre de 2005, a la Unitat de Geologia de l'Institut Cartogràfic de Catalunya. Els cursos de doctorat es realitzaren a l'Observatori de l'Ebre. Al centre de recerca Géoazur (Niça) s'hi va fer una estada, el producte de la qual també es reflecteix en aquesta memòria. L'acollida i la utilització de les instal·lacions d'aquestes institucions han fet possible la realització d'aquesta tesi, motiu pel qual vull expressar-los la meua gratitud.

La seva realització ha estat finançada per la beca de Formación de Personal Investigador, concedida pel Ministerio de Educación y Ciencia i associada al projecte Casablanca (REN2003-06577). Durant l'any que va seguir a la data de finalització de la beca, un contracte fet per l'IGC associat al projecte SISNEPI (CGL2007-63576/BTE), en va permetre la continuació.

Les estades al centre de recerca Géosciences Azur de Niça han estat parcialment finançades pel Ministerio de Ciencia e Innovación (Acción Integrada, HF2006-0073).

Les línies que vénen a continuació tan sols tenen el propòsit de donar testimoni escrit del que ja saben els destinataris d'aquests agraïments. Si no és així, he de disculpar-me per no haver-ho sabut dir a temps. Molt probablement, tampoc no sabré esmentar a totes les

persones que ho mereixen, així que, per avançat, demano excuses a qui, per distracció, hagi omès.

Na Carme Olivera i n'Arantza Ugalde, directores d'aquest treball, saben que tenen el meu agraïment més sincer pel recolzament que m'han ofert durant aquests anys, en forma de consells, comentaris, suggeriments, correccions, cafès i dinars. Encara que per ser fidels a la realitat haurien d'aparèixer a la majoria dels paràgrafs següents, els seus noms no es repetiran, per deferència al soferit lector.

A n'Antoni Roca, en Joan Miquel Torta i en Lluís Pujades els vull agrair que hagin accedit a formar part del tribunal d'aquesta tesi.

En José Antonio Jara, pacientment, m'ha prestat el seu ajut en un nombre incalculable d'ocasions, especialment en relació als aspectes més tècnics del treball. A més, juntament amb en Toni Marcè, li vull expressar la meua gratitud per una feina imprescindible en la realització d'aquesta tesi: coordinar i realitzar la instal·lació del sismòmetre de fons marí, sobre el qual gira aquest treball. La seva eficiència, capacitat de coordinació, actitud diplomàtica (sovint posada severament a prova), reserves de paciència (en ocasions estirades fins al límit) i dosis de bon humor, han resultat decisives per portar a terme la tasca.

Aquesta instal·lació es va poder posar en pràctica, també, gràcies a la feina de la tripulació del vaixell Boluda Abrego, el personal de Repsol, tant de Garidells com de la Plataforma Casablanca, els treballadors de l'empresa Sumergia, els de Güralp Systems Ltd. Andy i Martin i de n'Antonio Pazos. Moltes gràcies a tots.

En Xavier Goula, com a cap de l'Àrea de Sismologia de l'IGC, m'ha recolzat durant tot el procés d'elaboració d'aquesta memòria, motiu pel qual vull expressar-li el meu agraïment.

A n'Anne Deschamps li vull agrair la seva dedicació durant les estades al centre de recerca Géoazur de Niça.

N'Antonio Villaseñor, que ha estat un punt de referència insubstituïble per a l'elaboració de la darrera part d'aquest treball, sap que compta amb tota la meua gratitud.

De na Sara Figueras, amb un somriure encoratjador, n'he après una bona part de les eines informàtiques més pràctiques en l'elaboració d'aquesta tesi. Gràcies, gràcies, gràcies.

Als companys de l'Àrea de Sismologia que no he esmentat fins ara, passats i presents, en Pere Valls, na Teresa Susagna, n'Eduard Nus, na Janira Irizarry i en Josep Batlló, i especialment als companys de tesi, n'Albert Macau i na Mar Tàpia, vull expressar-los el meu agraïment pels consells i recolzament que n'he rebut.

En Joan August VanEeckhout i en Jordi Murillo han resolt molts dels problemes informàtics que han sorgit durant l'elaboració d'aquest treball. També, moltes gràcies.

Faig extensiva la meva gratitud a la resta de companys de l'IGC, alguns més propers que altres, i en especial a en Jorge Fleta, na Lali Pujal, en Mark Beattie, n'Eva Selfa, n'Agnés Lladós, na Pat López, na Sandra Montía, na Marta González, n'Aline Concha, na Neus Querol, els Jordis Marturià, Pinya, Pinyol, Ripoll, Pujol i Cirés, els Peres Martínez i Oller, na Rosa Carles, en Gonçal Ribas, na Roser Pi, na Mònica Rivas, na Laura Serra, na Marieta Carbó, na Fus Micheo, na Bea Benjumea, n'Anna Gabàs i el nombrosíssim grup de becaris, amb qui he compartit bons moments, tant de feina com d'oci.

Na Bea Gaite, en Marcel·lí Farran i en Jaume Vergés m'han prestat la seva ajuda sempre que l'he necessitada. Moltes gràcies.

Fora de l'àmbit de la sismologia, amics i família m'han encoratjat a seguir endavant amb la realització d'aquesta tesi. Mon pare i ma mare, que són el pilar més robust sobre el que m'he pogut recolzar, deuen trobar grotesc i innecessari que els doni les gràcies, però així i tot.

Davant la impossibilitat d'escriure els noms de totes les persones que, d'una manera o una altra, m'han encoratjat durant aquest temps, un esforç de memòria em porta a esmentar na Montse Corbella, en Lluç Pejó, en Josep Marco, na Susana Casas, en Roger, en Salim i na Farida Veciana, na Bouchra Mazar, n'Anna Cabré, n'Albert Such, na Gemma Tatay, n'Alfred Cañamero, n'Albert Garcia, na Cristina Torres, en Josep Rebled, en Borja Mora, en David Galadí, n'Esperança Martí, en Jaume Capó, en Tomeu i n'Esperança C. Martí, na Marga Ribot, en Marcel Morilla, na Mireia Ferrés, en Júlio Fernández, na Laura Sanz, n'Anna Fonollosa, na Pili Saiz, en Miquel, na Margalida Bel i en Toni Campaner, na Bel

Socias, n'Andreu Maimó, en Jaume F. Gayà, na Rita Gandolfo, n'Aïda Frontera, en Jaumet i en Joan Reus, na Josa Arola, na Joaneta i n'Emília Prieto, en Jaume i en Xisco F. Frau, n'Aurèlia, na Joana, en Justo i en Jaume Jiménez, na Maria Frontera, en Cándido Prieto, na Margalida Frontera, en Bernat Reus, en Jaume Frontera, na Joana Frau, na Joana Frontera, en Pedro Jiménez Peinado, na Magdalena Gayà, en Sebastià Frontera, en Pep Genovard, na Margalida Riutort, na Maria del Mar i na Bel Torrens, en Joan Alguersuari, en Miquel Rabassa, na Maria Darder, en Leopoldo Mir, en Miquel, en Tomeu, en Leopoldo i en Pep M. Darder, en Karel i en Loïc Monfret, en Victorí Planells, n'Aina Pujol, na María José Ramírez, ...

Finalment, vull expressar la meva gratitud més sincera a Tony Monfret que, tot i haver-se incorporat a la carrera durant la darrera etapa, m'ha ofert tot el seu suport, tant anímic com tècnic, una actitud positiva i una visió alegre de tot plegat.

Índex

| | |
|--|------|
| Resum..... | vii |
| Resumen..... | ix |
| Summary | xi |
| Agraïments | xiii |
| Llistat de figures..... | xxi |
| Llistat de taules | xxxv |
| Introducció | 1 |
| 1. Evolució i estat actual dels OBS permanents | 7 |
| 1.1. Utilització d'infraestructures preexistents | 8 |
| 1.2. Millora de la qualitat del senyal..... | 12 |
| 1.3. Sismòmetres de banda ampla permanents | 14 |
| 1.4. Xarxes d'OBS | 17 |
| 2. L'OBS Casablanca | 23 |
| 2.1. El projecte Casablanca..... | 23 |
| 2.1.1. Instrumentació..... | 25 |
| 2.1.1.1. Sensor sísmic | 25 |
| 2.1.1.2. Sensor diferencial de pressió | 28 |
| 2.1.1.3. Digitalitzador | 29 |
| 2.1.1.4. Cables | 30 |
| 2.1.1.5. Registrador..... | 30 |
| 2.1.1.6. Antena VSAT | 31 |
| 2.1.1.7. Software..... | 32 |
| 2.1.2. Instal·lació | 32 |
| 2.1.2.1. Instal·lació 2005..... | 32 |
| 2.1.2.2. Instal·lació juliol 2007 | 33 |
| 2.1.3. Integració a la xarxa sísmica de Catalunya | 34 |
| 2.1.4. Orientació de l'OBS a partir de registres de telesismes | 39 |
| 3. Soroll sísmic ambiental: base teòrica | 45 |
| 3.1. Quantificació del soroll sísmic ambiental..... | 46 |
| 3.2. Causes i característiques del soroll sísmic ambiental | 48 |
| 3.2.1. Banda microsísmica | 48 |
| 3.2.2. Altes freqüències..... | 50 |
| 3.2.3. Llarg període | 51 |
| 3.3. Soroll sísmic ambiental a la mar | 53 |
| 3.4. Correcció del soroll sísmic ambiental a baixes freqüències en sismòmetres submarins | 57 |
| 4. Soroll sísmic a l'emplaçament Casablanca | 61 |
| 4.1. Selecció i tractament de dades | 61 |
| 4.2. Anàlisi del soroll sísmic ambiental..... | 62 |
| 4.2.1. Influència de les condicions meteorològiques i oceanogràfiques | 64 |
| 4.2.1.1. Velocitat del vent..... | 66 |
| 4.2.1.2. Alçada significant espectral de les onades..... | 67 |

| | | |
|----------|--|-----|
| 4.2.1.3. | Pressió atmosfèrica | 68 |
| 4.3. | Correcció de soroll a baixes freqüències al component vertical de l'OBS | 68 |
| 4.4. | Comparació del soroll sísmic ambiental de 2008 amb el de 2005 | 71 |
| 5. | Emplaçament Antares: descripció i soroll sísmic ambiental | 75 |
| 5.1. | L'OBS Antares..... | 76 |
| 5.2. | Soroll sísmic ambiental a l'emplaçament Antares | 78 |
| 5.2.1. | Selecció i tractament de dades..... | 78 |
| 5.2.2. | Anàlisi del soroll sísmic ambiental | 79 |
| 5.2.2.1. | Baixes freqüències | 81 |
| 5.2.2.2. | Banda microsísmica | 83 |
| 5.2.2.3. | Altes freqüències..... | 87 |
| 5.2.3. | Correcció de soroll a baixes freqüències al component vertical de l'OBS | 87 |
| 5.2.4. | Comparació amb estació a terra ARBF..... | 89 |
| 6. | Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: base teòrica..... | 91 |
| 6.1. | Antecedents..... | 92 |
| 6.2. | Distribució de les fonts de soroll..... | 94 |
| 6.3. | Aplicació de mètodes de tomografia d'ones superficials amb soroll ambiental | 95 |
| 6.4. | Corbes de dispersió | 95 |
| 6.4.1. | Preparació de les dades de les estacions individuals..... | 96 |
| 6.4.2. | Tractament de dades entre parells d'estacions | 99 |
| 6.4.3. | Mesura de la dispersió..... | 101 |
| 6.4.3.1. | Mesura de la velocitat de grup | 102 |
| 6.4.3.2. | Mesura de la velocitat de fase | 104 |
| 6.4.4. | Control de qualitat..... | 107 |
| 6.5. | Inversió de les corbes de dispersió: mapes d' U i c | 108 |
| 6.5.1. | Regularització..... | 110 |
| 6.5.2. | Càlcul de la tomografia | 110 |
| 7. | Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: aplicació al NE de la Península Ibèrica..... | 113 |
| 7.1. | Dades sísmiques i preprocessat..... | 114 |
| 7.2. | Estimació de la funció de Green | 116 |
| 7.3. | Velocitat de grup i de fase de les ones Rayleigh..... | 119 |
| 7.4. | Estabilitat del resultats | 123 |
| 7.5. | Mapes tomogràfics de dispersió..... | 124 |
| 8. | Discussió..... | 129 |
| 8.1. | L'OBS Casablanca..... | 129 |
| 8.2. | El soroll sísmic ambiental a l'OBS Casablanca..... | 130 |
| 8.2.1. | Comparació amb l'OBS Antares..... | 130 |
| 8.2.2. | Comparació amb altres emplaçament submarins | 132 |
| 8.2.3. | Comparació amb emplaçaments a terra de la xarxa sísmica de Catalunya | 135 |
| 8.3. | Aportació de COBS a la millora de les localitzacions hipocentrals..... | 137 |
| 8.4. | Utilització del soroll sísmic ambiental de l'OBS Casablanca per al càlcul de tomografia d'ones superficials..... | 140 |
| 9. | Conclusions i perspectives..... | 143 |
| 9.1. | Conclusions..... | 143 |
| 9.2. | Perspectives..... | 146 |

| | |
|----------------------------------|-----|
| Referències bibliogràfiques..... | 147 |
| Annex A | 157 |
| Annex B | 163 |
| Annex C | 169 |
| Annex D | 195 |

Llistat de figures

| | |
|--|----|
| Figura 1.1: Localització de l'OBS IZU (Kasahara <i>et al.</i> , 1998) | 8 |
| Figura 1.2: Posició de l'emplaçament H2O, marcada amb una estrella (Site 1224) i recorregut del cable de telecomunicacions, sobre la batimetria generada a partir de dades de satèl·lit (Stephen <i>et al.</i> , 2003b)..... | 9 |
| Figura 1.3: Posició de l'estació Oseberg, junt amb la sismicitat de la zona dels anys 1985-1989 (modificat de Lindholm i Marrow, 1990)..... | 10 |
| Figura 1.4: Situació de l'estació SN-1 a l'est de Sicília (Favali <i>et al.</i> , 2003) | 11 |
| Figura 1.5: Localització de l'emplaçament SISMOBS/OFM (Montagner <i>et al.</i> , 1994) | 13 |
| Figura 1.6: Localització de l'estació OSN-1 i de les estacions situades a les illes Hawaii (Sutherland <i>et al.</i> , 2004) | 14 |
| Figura 1.7: Localització dels emplaçaments MOISE i MOBB, a la badia de Monterey (Califòrnia) sobre la batimetria de la zona. També s'hi mostra el recorregut del cable MARS, amb la terminació molt a prop de l'estació MOBB, just abans d'arribar-hi (Romanowicz <i>et al.</i> , 2009). | 15 |
| Figura 1.8: Localització del sensor subaquàtic CUMAS (estrella), de la xarxa de vigilància a la zona de Campi Flegrei (triangles) i del centre de dades de la xarxa (quadrat), sobre el mapa topogràfic i batimètric, on les línies de contorn estan expressades en metres (Iannacone <i>et al.</i> , 2009)..... | 16 |
| Figura 1.9: Localització de les estacions de la xarxa sísmica de banda ampla Western Mediterranean (WM) i futura xarxa d'OBS FOMAR (Martín-Dávila <i>et al.</i> , 2007 a)..... | 16 |
| Figura 1.10: Localització dels sensors JT-1, JT-2, WP-1 i WP-2 (Suyehiro <i>et al.</i> , 2006) | 17 |
| Figura 1.11: Mapa de la xarxa NEPTUNE de Canadà (http://www.neptunecanada.ca/)..... | 18 |
| Figura 1.12: Punts proposats per ESONET-CA i –NoE per formar part de la xarxa permanent EMSO (Favali i Beranzoli, 2009)..... | 19 |
| Figura 2.1: Mapa de sismicitat de Catalunya 1977-1997 (modificat d'ICC, 1999) junt amb l'emplaçament de l'OBS a les immediacions de la plataforma Casablanca..... | 24 |
| Figura 2.2: A dalt: Localització de la plataforma Casablanca (punt vermell) sobre la batimetria de la zona, amb corbes de nivell cada 50 m (cortesia de M. Farran). A baix: Vista des de l'helicòpter de la plataforma i el vaixell durant la maniobra d'instal·lació. | 25 |
| Figura 2.3: Representació de la resposta de l'OBS en amplitud (esquerra) i en fase (dreta) a partir dels pols i zeros. | 26 |
| Figura 2.4: Corba de resposta empírica en amplitud (a dalt) i en fase (a baix) dels components vertical (a) i horitzontals (b i c). | 27 |

| | |
|--|----|
| Figura 2.5: Calibratge de l' inclinòmetre inclòs a l'OBS. | 28 |
| Figura 2.6: Receptacle de titani de l'OBS, que conté els tres components del sensor sísmic (CMG-3T) i el digitalitzador | 28 |
| Figura 2.7: Sensor diferencial de pressió. | 29 |
| Figura 2.8: Corba de resposta del DPG. | 29 |
| Figura 2.9: Imatge de l'armari situat al peu de l'antena VSAT i que conté el mòdul d'alimentació i comunicació, el DCM i el mòdem VSAT (foto: Toni Marcè i Albert Marçal). | 31 |
| Figura 2.10: Antena VSAT i armari durant les tasques d'instal·lació a la plataforma (foto: Toni Marcè). | 32 |
| Figura 2.11: Esquema de la planificació feta per a la maniobra d'instal·lació de 2005 de l'OBS i de llançament dels cables fins a la plataforma (Frontera, 2006). | 33 |
| Figura 2.12: Imatge presa pel ROV de la instal·lació dels sensors de l'emplaçament Casablanca l'any 2005 (esquerra) i l'any 2007 (dreta). | 34 |
| Figura 2.13: Situació de les estacions sísmiques VSAT. El senyal es rep en temps real al centre de recepció de dades a Barcelona (Institut Geològic de Catalunya, 2008, www.igc.cat) | 35 |
| Figura 2.14: Esquema del funcionament del sistema de recepció de dades sísmiques de la xarxa sísmica de Catalunya (Olivera <i>et al.</i> , 2008). | 36 |
| Figura 2.15: Senyal sísmic corresponent a un sisme de dia 17 de juny de 2008 ($M_l = 2.4$), amb epicentre a uns 30 km de l'OBS. | 37 |
| Figura 2.16: Magnitud M_l dels sismes locals enregistrats per l'OBS des de novembre de 2007 a desembre de 2008 en funció de la distància de l'epicentre al sensor. | 37 |
| Figura 2.17: 13 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 6 de juny de 2008 amb epicentre a Oran (Algèria), $M=5.6$ | 38 |
| Figura 2.18: 31 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 15 de juliol de 2008 amb epicentre a les Illes del Dodecanès (Grècia), $M=6.4$ | 38 |
| Figura 2.19: 85 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), $M_w=7.9$ | 39 |
| Figura 2.20: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), $M=7.9$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 19 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell). | 40 |
| Figura 2.21: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 5 de juliol de 2008 amb epicentre a la mar d'Okhost (Japó), $M=7.7$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 14 segons al voltant | |

| | |
|---|----|
| de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau)..... | 42 |
| Figura 2.22: 50 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), M=7.9 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 60 segons al voltant de les ones Rayleigh utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal del component vertical i del component radial, suposant que el <i>backazimuth</i> del component N-S de l'OBS es és de 15° (a baix en blau). Es pot observar que el sentit de gir de la partícula és horari. | 43 |
| Figura 3.1: Models de soroll d'un emplaçament en roca tranquil (<i>quiet</i>) i sorollós (<i>noisy</i>) segons Aki i Richards (1980). | 47 |
| Figura 3.2: Models de soroll d'un emplaçament en roca tranquil (<i>New Low Noise Model</i> , NLNM) i sorollós (<i>New High Noise Model</i> , NHNM) segons Peterson (1993). | 48 |
| Figura 3.3: Esquemes de la generació dels pics microsísmics primari (a) i secundari (b) (Friedrich <i>et al.</i> , 1998)..... | 49 |
| Figura 3.4: Exemples de diferents geometries de la línia de la costa que proporcionen les condicions per a la generació de pics microsísmics (Friedrich <i>et al.</i> , 1998). | 50 |
| Figura 3.5: Esquerra: PSD de soroll de tràfic de cotxes i d'un registre amb un nivell de soroll baixa l'estació AHID (Aburn Hills, Idaho). Dreta: senyal corresponent a les PSD dibuixades a dalt (McNamara i Buland, 2004). | 51 |
| Figura 3.6: PSD pels mesos de gener i febrer de 2009 a l'estació EBR (Roquetes, Tarragona) amb dies de baixa velocitat del vent i dies on la velocitat del vent excedeix els 5.5 m/s (Ugalde, 2004). | 52 |
| Figura 3.7: PSD de l'estació CII de la xarxa MedNet amb un sensor STS-2 amb una coberta aïllant (línia blava) i sense la coberta (línia vermella) (Olivieri, 2008). | 53 |
| Figura 3.8: Espectre en acceleració del component vertical de l'estació de fons marí OSN-1, l'estació insular KIP i l'estació continental PFO (Webb, 1998). | 54 |
| Figura 3.9: PSD del senyal dels OBS instal·lats en pous de l'OHP, del de l'experiment OFM/SISMOBS (p. ex. Beaudin i Montagner, 1996) i del de l'experiment OSNPE (OSN-1) (Stephen <i>et al.</i> , 2003; Sutherland <i>et al.</i> , 2004), juntament amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993), per al component vertical (esquerra) i un dels horitzontals (dreta) (Suyehiro <i>et al.</i> , 2006). | 56 |
| Figura 3.10: Exemple de correcció de soroll sísmic al component vertical de l'estació MOBB, a Califòrnia. (a) PSD de senyal d'una hora, sense sismes, del component vertical del sismòmetre (blau) i del DPG (vermell). (b) Funció de transferència entre el senyal del component vertical del sismòmetre i el DPG, calculada per 144 finestres d'una hora entre els | |

| | |
|---|----|
| dies 34 i 56 de 2005. (c) Coherència entre el canal vertical del sismòmetre i el DPG per un període seleccionat d'una hora. (d) PSD del component vertical del sismòmetre abans (blau) i després (verd) de la substracció del soroll utilitzant la funció de transferència mostrada a 7a. (Dolenc <i>et al.</i> , 2007). | 60 |
| Figura 4.1: Representació de la PSD en acceleració del senyal dels tres components de l'OBS per a dos dies de gener, i dos dies de juliol de 2008, junt amb els models NHNM i NLNM (en gris) de Peterson (1993). Cada una d'aquestes PSD ha estat calculada amb segments de 3 h de durada. | 63 |
| Figura 4.2: Evolució temporal de la densitat de potència espectral per al component vertical (a dalt), N-S (enmig) i E-W (a baix) de l'OBS Casablanca durant 2008..... | 65 |
| Figura 4.3: Evolució temporal de la PSD del component vertical de l'OBS Casablanca per als primers 15 dies de 2008 (a dalt) i la dels valors de Hm0 a les boies de Tarragona (port i aigües profundes) i Tortosa (a baix). | 67 |
| Figura 4.4: Coherència de totes les combinacions possibles del senyal dels tres components de l'OBS i del DPG per a les dades seleccionades de 2008. | 69 |
| Figura 4.5: Coherència dels senyals dels tres components de l'OBS i el DPG a mesura que es realitzen les correccions el 2008 (a dalt). PSD dels senyals Z, E i N (sense corregir), Z' i N' (corregits d'E), Z'' (corregit d'E' i N') i Z''' (corregit d'E', N' i P') corresponents al senyal seleccionat de 2008, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (a baix). | 71 |
| Figura 4.6: Mitjana de la PSD dels tres components de l'OBS Casablanca per al període disponible de 2005 i per al mateix tram de 2008, junt amb els models de Peterson (1993). | 72 |
| Figura 5.1: Mapa de sismicitat de la zona de la mar de Ligúria i els Alps Marítims dels darrers 30 anys, amb la posició del sismòmetre Antares, a 40 km de la costa. La línia vermella indica la posició del cable opto-elèctric que uneix el telescopi de neutrins amb terra (Mapa: Frontera <i>et al.</i> , 2009)..... | 76 |
| Figura 5.2: Sensor sismològic Antares abans de la seva instal·lació (esquerra) i desplegament final amb un ROV l'abril de 2006 (dreta)..... | 78 |
| Figura 5.3: Densitat de potència espectral en acceleració d'un dia de juny de 2006 de tots els components de l'OBS Antares, junt amb les corbes de Peterson (1993)..... | 79 |
| Figura 5.4: Evolució temporal de la densitat de potència espectral dels tres components de l'OBS Antares durant 2006..... | 80 |
| Figura 5.5: Mitjana mensual PSD dels tres components de l'OBS Antares per als mesos de març i maig de 2006, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993). | 81 |
| Figura 5.6: Polarigrames corresponents a dies abans de la reinstal·lació d'abril de 2006 (a i b) i a dies després de la reinstal·lació (c i d). Els gràfics a i c corresponent a dies amb una velocitat | |

| | |
|--|----|
| baixa del corrent marí, i els gràfics b i d, a dies amb velocitat alta. Els polarigrames estan generats amb 12h de senyal filtrada entre 100 i 1000 s..... | 82 |
| Figura 5.7: A dalt: Evolució temporal de la PSD del component horitzontal N-S de l'OBS Antares durant l'any 2006 des del dia julià 120 fins al 275. A baix: Alçada de les ones mesurada a la boia de Porqueroles. | 83 |
| Figura 5.8: Variació estacional de l'amplitud (a dalt) i la freqüència (a baix) del pic microsísmic secundari del component vertical de l'OBS Antares durant 2006..... | 84 |
| Figura 5.9: Mitjana de la PSD durant 2006 del senyal dels tres components de l'OBS Antares entre 0.1 Hz i 2 Hz, junt amb el model de Peterson (1993). Es dibuixen els pics de ressonància mesurats als components horitzontals de l'OBS després de la reinstal·lació d'abril de 2006. | 86 |
| Figura 5.10: Representació de les freqüències de ressonància en funció dels corresponents nombres ordinals. | 87 |
| Figura 5.11: Coherència de totes les combinacions possibles del senyal dels tres components de l'OBS i del DPG per a les dades seleccionades de 2006. | 88 |
| Figura 5.12: Coherència dels senyals dels tres components de l'OBS i el DPG a mesura que es realitzen les correccions el 2006 (a dalt). PSD dels senyals Z, E i N (sense corregir), Z' i E' (corregits d'N), Z'' (corregit d'N' i E') i Z''' (corregit d'N', E' i P'') corresponents al senyal seleccionat de 2005, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (a baix). | 89 |
| Figura 5.13: Mitjana de la PSD de l'any 2006 dels tres components de les estacions ARBF i l'OBS Antares, junt amb el model de Peterson (1993)..... | 90 |
| Figura 6.1: Il·lustració esquemàtica de l'efecte a les correlacions creuades de la distribució de les fonts de soroll en termes de la seva homogeneïtat. (a) Correlació creuada simètrica entre 1 i 2 obtinguda per una distribució homogènia de les fonts de soroll. (b) Correlació creuada asimètrica en amplitud, però no en temps d'arribada, associada a una distribució inhomogènia de les fonts de soroll (Stehly <i>et al.</i> , 2006). | 94 |
| Figura 6.2: Esquema dels passos a seguir en el procés de dades per al càlcul de la tomografia d'ones superficials amb soroll ambiental. | 96 |
| Figura 6.3: Formes d'ona exemplificant un test de normalització temporal. Tots els senyals estan filtrats passa-banda entre 20 i 100 s per mostrar millor la contaminació deguda al senyal del terratrèmol. A dalt, senyal brut d'unes 3 h de dades d'un terratrèmol Ms=7.2 a la frontera entre Afganistan i Tajikistan enregistrat a l'estació ANMO (Albuquerque, NM, EEUU). Enmig, detecció i sostracció automàtica del sisme, tal que si l'amplitud màxima és major que un cert llindar, els propers 30 min es fan zero. A baix, <i>running absolute mean normalization</i> (figura: modificada de Bensen <i>et al.</i> , 2007). | 98 |
| Figura 6.4: Espectre en amplitud de dades del component vertical a 1 compte per segon a l'estació HRV (Harvard, MA, EEUU) de dia 5 de juliol de 2004 per al senyal brut (a) i un cop aplicada | |

| | |
|---|-----|
| la normalització espectral (b). El quadre ombrejat indica el senyal a 26 s de període amb origen al Golf de Guinea (Bensen <i>et al.</i> , 2007). | 99 |
| Figura 6.5: Exemple de l'emergència de les ones Rayleigh per a sèries creixents de temps. (a) Correlacions creuades del parell d'estacions ANMO i DWPF (DisneyWilderness Preserve, FL, USA) filtrades amb un filtre passa-banda entre 5 i 40 s, per a les sèries temporals indicades a la figura. (b) Idem (a), però amb un filtre passa-banda entre 40 i 100 s. (c) Relació senyal-soroll espectral per les correlacions creuades de 24 mesos del parell d'estacions ANMO-DWPF (línia discontinua); mitjana de la relació senyal-soroll espectral per tots els parells d'estacions de la xarxa GSN (Global Seismic Network) als EEUU (línia contínua). (d) mitjana de la relació senyal-soroll espectral per tots els parells d'estacions de la xarxa GSN als EEUU per a sèries temporals de diferents durades (1, 3, 6, 12 i 24 mesos) (Bensen <i>et al.</i> , 2007). | 100 |
| Figura 6.6: Representació gràfica de FTAN. (a) Formes d'ona bruta (blau) i neta (vermell) per a una correlació creuada de 12 mesos entre les estacions ANMO i COR (Corvallis, OR, EEUU). (b) Diagrama FTAN brut, corba de velocitat de grup mesurada (línia contínua) i corba predita pel model 3-D de Shapiro i Ritzwoller (2002) (línia discontinua). (c) Senyal no dispersat (línia negra) i senyal net (vermella discontinua). (d) Diagrama FTAN net, corba de velocitat de grup mesurada (línia contínua) i corba predita pel model 3-D de Shapiro i Ritzwoller (2002) (línia discontinua) (Bensen <i>et al.</i> , 2007). | 102 |
| Figura 7.1: Mapa d'estacions sísmiques de banda ampla de la xarxa sísmica de Catalunya (Mapa: Modificat d'IGC (2008), www.igc.cat). | 115 |
| Figura 7.2: Mapa d'estacions sísmiques de la Red Sísmica Nacional de l'IGN. Les dades utilitzades en aquest estudi són les provinents d'estacions VSAT, exceptuant les de les Illes Canàries (Mapa: IGN (2008), www.ign.es). | 115 |
| Figura 7.3: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament. | 117 |
| Figura 7.4: <i>Record section</i> de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 118 |
| Figura 7.5: <i>Record section</i> de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 118 |
| Figura 7.6: Mesura manual de la velocitat de grup realitzada amb <i>do_mft</i> per al parell d'estacions EBIE-EJON. | 119 |
| Figura 7.7: Mesura manual de la velocitat de grup realitzada amb <i>do_mft</i> per al parell d'estacions EJON-ETOS. | 120 |

| | |
|---|-----|
| Figura 7.8: Per al parell d'estacions EJON-ETOS, mesura de dispersió de la velocitat de grup (línia negra contínua) i velocitat de grup inicial utilitzada per realitzar la mesura (línia negra discontinúua) (Shapiro i Ritzwoller (2002); càlcul de la velocitat de fase a partir de la mesura de la velocitat de grup (línia verda contínua) i la velocitat de fase inicial utilitzada per realitzar el càlcul (línia verda discontinúua). La línia vermella discontinúua marca el límit de període per sobre del qual no es tenen en compte els valors de les velocitats, ja que les estacions es troben a una distància menor a l'equivalent a 3 longituds d'ona, suposant una velocitat de 4 km/s. L'eix blau es refereix a la relació senyal-soroll. La corba blava representa la SNR i la línia prima horitzontal assenyala el valor de $SNR = 20$. Les velocitats de grup i de fase s'inclouen en el càlcul de la tomografia només si la SNR per al mateix període és superior a aquest límit. | 121 |
| Figura 7.9: A dalt: Mesura de la velocitat de grup per a les trajectòries EBIE-EJON, EBIE-EMOS, EJON-EMOS, EJON-ETOS i EMOS-ETOS, un cop feta la selecció amb els criteris de qualitat detallats al text. A baix: Mapa de la zona d'estudi amb les estacions EBIE, EJON, EMOS i ETOS i les trajectòries per a les quals es mostren les velocitats de grup (Mapa: modificat de Vergés i Fernández, 2006)..... | 122 |
| Figura 7.10: Funcions de Green entre el parell d'estacions EBIE-EJON, amb el senyal dels mesos d'estiu, tardor, hivern i primavera, respectivament, decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz..... | 123 |
| Figura 7.11: Exemple de <i>kernels</i> de sensibilitat de velocitats de grup (RU) i de fase (RC) de les ones Rayleigh, per a diferents períodes (Modificat de Bensen <i>et al.</i> , 2008). | 125 |
| Figura 7.12: Esquerra: Mapa de la zona d'estudi amb el nombre de trajectòries i les estacions que han intervingut al càlcul de les velocitats de grup i de fase per a 6 s de període. En mig: Mapa tomogràfic de la velocitat de grup per a 8 s de període, amb una velocitat de referència de 2.727 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. Dreta: Mapa tomogràfic de la velocitat de fase per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de 2.974 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. | 126 |
| Figura 7.13: <i>Idem</i> Figura 7.12, per a 12 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.735 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.193 km/s..... | 127 |
| Figura 7.14: <i>Idem</i> Figura 7.12, per a 16 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.814 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.375 km/s..... | 127 |
| Figura 7.15: <i>Idem</i> Figura 7.12, per a 25 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.221 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.678 km/s..... | 128 |
| Figura 8.1: PSD del senyal dels tres components dels OBS Antares (juliol 2006) i Casablanca (juliol 2008), per a un dia tranquil (a dalt) i un dia sorollós (a baix), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993)..... | 131 |

| | |
|--|-----|
| Figura 8.2: PSD de les estacions OBS1 (a dalt) i OBS2 (a baix) dia 26 de febrer de 2005, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (Vassallo <i>et al.</i> , 2008)..... | 133 |
| Figura 8.3: Mitjana de la PSD del senyal del component vertical d'algunes estacions instal·lades al mar Tirrè. El senyal de les estacions ob06 i ob08 s'ha corregit de l'aportació del <i>tilt</i> a baixes freqüències i fins a 0.1 Hz. Les corbes de Peterson (1993) estan marcades amb un ombrejat gris (Dahm <i>et al.</i> , 2006)..... | 133 |
| Figura 8.4: Comparació de la PSD del senyal del component vertical (a dalt) i del component horitzontal E-W (a baix) del sensor MOBB i de tres estacions més de la xarxa BDSN en un dia tranquil (esquerra) i un dia tempestuós (dreta) segons la boia de la badia de Monterey (46042) de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration; http://www.noaa.gov/), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (Romaniwicz <i>et al.</i> , 2009) | 134 |
| Figura 8.5: Esquerra: PSD en acceleració del component vertical de l'estació H2O, junt amb les de l'experiment OSNPE (OSN-1), la de l'estació situada a l'illa d'Oahu (KIP) i els models de Peterson (1993). Dreta: PSD en acceleració dels components horitzontals de l'estació H2O, junt amb les de l'experiment OSNPE (OSN-1), la de l'estació KIP i els models de Peterson (1993) (Stephen <i>et al.</i> , 2003b) | 135 |
| Figura 8.6: PSD mitjana del senyal dels tres components de l'OBS Casablanca (COBS) per a un dia sorollós i un dia tranquil, i el mateix dia tranquil per a les estacions CCAS, CLLI i CGAR, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993), en gris. | 136 |
| Figura 8.7: Resultats obtinguts de la localització d'un sisme proper a l'OBS, amb (a baix) i sense (a dalt) les dades de COBS, realitzada amb NNLOC i la funció EDT. | 139 |
| Figura 8.8: Cobertura de trajectòries (esquerra) i mapes de velocitat de grup (dreta) obtinguts per a ones Rayleigh de 10 (a dalt) i 20 s (a baix). Als mapes de velocitat de grup es marca el contorn de 100 km de precisió (Villaseñor <i>et al.</i> , 2007)..... | 141 |
| | |
| Figura A 1: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 20 de març de 2008 amb epicentre a la zona fronterera entre Xinjian i Xizang (Xina), M=7.2 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 17 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell). | 159 |
| Figura A 2: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 23 de maig de 2008 amb epicentre a la zona central de la | |

dorsal Atlàntica, $M=6.4$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 30 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell). 160

Figura A 3: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 29 de maig de 2008 amb epicentre a Islàndia, $M=6.3$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 30 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell). 161

Figura A 4: 10 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 19 de juliol de 2008 amb epicentre a les Illes Santa Cruz, $M=6.7$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 13 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell). 162

Figura B 1: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de la velocitat del vent (V_{v-md}), en dies de 2008 amb $V_{v-md} > 7.3$ m/s (vermell) i $V_{v-md} < 1.3$ m/s (verd), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993). 165

Figura B 2: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de l'alçada significant espectral de les onades (H_{m0}), en dies de 2008 amb $H_{m0} > 1.5$ m (vermell) i $H_{m0} < 0.3$ m (verd) junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993). 166

Figura B 3: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de la pressió atmosfèrica (P_s), en dies de 2008 amb $P_s < 1022$ hPa (vermell) i $P_s > 1012$ hPa (verd) junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993). 167

Figura B 4: : PSD dels tres components de l'OBS Antares de dies de 2006 amb velocitat del corrent alta (vermell) i baixa (verd) junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993). 168

Figura C 1: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CBRU, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. 171

| | |
|--|-----|
| Figura C 2: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CGAR, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. | 171 |
| Figura C 3: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CMAS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. | 172 |
| Figura C 4: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CTRE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. | 172 |
| Figura C 5: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i EBIE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. | 173 |
| Figura C 6: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i EIBI, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament. | 173 |
| Figura C 7: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CBRU i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament. | 174 |
| Figura C 8: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CGAR i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament. | 174 |
| Figura C 9: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CMAS i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament. | 175 |
| Figura C 10: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i CTRE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament. | 175 |

| | |
|---|-----|
| Figura C 11: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i EBIE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament..... | 176 |
| Figura C 12: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i EIBI, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (<i>whitening</i>). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament..... | 176 |
| Figura C 13: <i>Record section</i> de l'estació CBRU i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 177 |
| Figura C 14: <i>Record section</i> de l'estació CGAR i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 177 |
| Figura C 15: <i>Record section</i> de l'estació CMAS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 178 |
| Figura C 16: <i>Record section</i> de l'estació CTRE i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 178 |
| Figura C 17: <i>Record section</i> de l'estació EBIE i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 179 |
| Figura C 18: <i>Record section</i> de l'estació EIBI i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 179 |
| Figura C 19: A dalt: Per al parell d'estacions EBIE-EJON, mesura de dispersió de la velocitat de grup (línia negra contínua) i velocitat de grup inicial utilitzada per realitzar la mesura (línia negra discontinua) (Shapiro i Ritzwoller, 2002). A baix: Càlcul de la velocitat de fase a partir de la mesura de la velocitat de grup (línia verda contínua) i velocitat de fase inicial utilitzada per realitzar el càlcul (línia verda discontinua). La línia vermella discontinua marca el límit de període per sobre del qual no es tenen en compte els valors de les velocitats, ja que les estacions es troben a una distància menor a l'equivalent a 3 longituds d'ona. L'eix blau es refereix a la relació senyal-soroll. La corba blava representa la SNR i la línia prima horitzontal assenyalava el valor de $SNR = 20$ | 180 |
| Figura C 20: <i>Idem</i> Figura C 19, per al <i>path</i> EBIE-EMOS. | 181 |
| Figura C 21: <i>Idem</i> Figura C 19, per al <i>path</i> EJON-EMOS. | 182 |
| Figura C 22: <i>Idem</i> Figura C 19, per al <i>path</i> EMOS-ETOS. | 183 |
| Figura C 23: <i>Record section</i> de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 184 |

| | |
|--|-----|
| Figura C 24: <i>Record section</i> de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 184 |
| Figura C 25: <i>Record section</i> de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 185 |
| Figura C 26: <i>Record section</i> de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz..... | 185 |
| Figura C 27: <i>Record section</i> de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 186 |
| Figura C 28: <i>Record section</i> de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 186 |
| Figura C 29: <i>Record section</i> de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 187 |
| Figura C 30: <i>Record section</i> de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz..... | 187 |
| Figura C 31: <i>Record section</i> de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 188 |
| Figura C 32: <i>Record section</i> de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 188 |
| Figura C 33: <i>Record section</i> de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz. | 189 |
| Figura C 34: <i>Record section</i> de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz..... | 189 |
| Figura C 35: Esquerra: Mapa de la zona d'estudi amb el nombre de <i>paths</i> i les estacions que han intervingut al càlcul de les velocitats de grup i de fase per a 6 s de període. En mig: Mapa tomogràfic de la velocitat de grup per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de | |

| | |
|--|-----|
| 2.727 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. Dreta: Mapa tomogràfic de la velocitat de fase per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de 2.974 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. | 190 |
| Figura C 36: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 10 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.713 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.102 km/s..... | 190 |
| Figura C 37: : <i>Idem</i> Figura C 35, per a 14 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.769 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.286 km/s..... | 191 |
| Figura C 38: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 18 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.876 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.462 km/s..... | 191 |
| Figura C 39: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 20 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.966 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.536 km/s..... | 192 |
| Figura C 40: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 30 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.406 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.768 km/s..... | 192 |
| Figura C 41: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 35 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.572 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.821 km/s..... | 193 |
| Figura C 42: <i>Idem</i> Figura C 35, per a 40 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.670 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.852 km/s..... | 193 |

Llistat de taules

| | |
|---|-----|
| Taula 1.1: Característiques d'alguns experiments i projectes destinats a la millora de l'observació sísmica al fons oceànic. SP: <i>Short Period</i> ; BB: <i>Broad Band</i> . Ac: Acceleròmetre. | 21 |
| Taula 2.1: Resposta en velocitat de l'OBS en forma de pols i zeros..... | 26 |
| Taula 2.2: Calibratge de l'OBS | 26 |
| Taula 2.3: Calibratge del digitalitzador..... | 30 |
| Taula 2.4: Característiques dels terratrèmols enregistrats a l'OBS amb què s'ha calculat la seva orientació, analitzant les ones P. El sisme marcat amb * és el que s'ha utilitzat per resoldre l'ambigüitat de 180°, analitzant-ne les ones Rayleigh..... | 41 |
| Taula 4.1: Períodes de funcionament de l'OBS Casablanca | 62 |
| Taula 4.2: Característiques de les boies més properes a l'OBS Casablanca | 66 |
| Taula 7.1: Velocitats de grup (U) i de fase (c_o) respecte a les quals estan referides les variacions en els mapes tomogràfics, per a cada un dels períodes calculats. | 125 |
| Taula 8.1: Resultats obtinguts per a la localització hipocentral d'un sisme proper a l'OBS Casablanca (COBS), $M_l=1.6$, amb la funció EDT, amb i sense les dades de COBS. No.: Nombre de lectures de fases; DM: Distància de l'epicentre a l'estació més propera; RMS: Error quadràtic mitjà..... | 138 |

Introducció

Moltes de les ciències que s'apliquen a la millora del benestar de les persones, troben una bona porció de matèries potencials d'estudi als oceans. Tot i el coneixement que se'n té com a font d'aliment i combustible, o com a via de transport, per a la ciència l'oceà continua essent un territori explorat només superficialment. En els darrers 60 anys, els científics han fet expedicions en vaixell que han permès realitzar progressos notables en el seu coneixement. La limitació de la durada de les campanyes, però, ha impedit la realització d'estudis prolongats en el temps (NRC, 2000).

En aquesta direcció, els observatoris submarins permanents són una peça clau per a la presa de mesures durant períodes extensos de temps. Així, si es dilaten les escales temporals de recerca, s'obre un ample ventall de camps d'estudi que fins ara oferien una accessibilitat molt limitada als investigadors. A més, es fa una passa no només cap a l'augment de punts d'observació, sinó també cap a la seva homogeneïtzació, qualitat escassa a causa de la joventut d'aquest tipus d'observatori. La tendència descrita permet la formació de xarxes de qualitat, tan exclusivament submarines, com mixtes, amb sensors a terra i a mar.

La geofísica, en concret, ha vist la possibilitat d'entendre un bon nombre de sistemes tectònics dinàmics que no podrien explicar-se completament sense una observació

contínua, la que porta a terme un observatori subaquàtic, com per exemple sistemes magmàtics i tectònics complexos situats sobre crestes i volcans submarins, origen de terratrèmols i tsunamis destructors a zones de subducció, i la seva relació amb el moviment de les plaques tectòniques a gran escala; acumulació d'esforços, evolució de falles i flux de fluids sota la superfície; la geodinàmica de l'interior de la Terra i l'origen del camp magnètic terrestre; el moviment i la deformació interna de les plaques litosfèriques. A més, ja que les zones sismogèniques més extenses i la majoria de volcans actius es troben al llarg dels marges continentals, els observatoris subaquàtics poden tenir un paper clau també en la determinació dels riscos geològics (NRC, 2000).

Avui en dia existeixen observatoris submarins amb comunicació i subministrament energètic realitzats mitjançant boies o cables, però s'està avançant cap a sistemes més complexos i sofisticats, molts d'ells multidisciplinaris, gràcies al desenvolupament tècnic. També s'està evolucionant en el camp de la instrumentació dels observatoris submarins, així com al de les eines utilitzades als vaixells oceanogràfics i els robots submarins (ROV, *Remotely Operated Vehicle*).

L'aportació pràctica que fan els observatoris submarins és clara per a la major part de la comunitat científica. L'alta inversió econòmica que suposa aquest tipus d'observatori, però, continua essent un tema de debat entre els investigadors. El medi marí exigeix la utilització de materials resistents a la corrosió i a les elevades pressions a què es veu sotmesa la instrumentació. Aquests materials, per tant, tenen un cost econòmic estimablement superior al dels que s'utilitzen en instal·lacions equivalents a terra. Per a les maniobres d'instal·lació es fan necessaris vehicles especialitzats (vaixell, ROV) i personal format per pilotar-los, aspecte que també encareix els projectes respecte als que es conceben per portar-se a terme a terra. Així, explícita la complexitat en la coordinació dels equips, és evident la conveniència que als grups de treball també s'hi afegixi personal tècnic capaç de reparar la instrumentació en cas que qualsevol contratemps hi provoqui alguna avaria. Per aquests motius, la valoració positiva de la relació cost-benefici, inevitablement, no és generalitzada. La resposta a aquest plantejament passa per avaluar la qualitat del senyal que s'obté del sensor i per destriar les aplicacions per a les quals és adequada.

Encara que la sismicitat del NE de la Península Ibèrica és moderada en el context de la regió mediterrània i d'acord amb una baixa taxa de deformació (Goula *et al.*, 1999), existeixen dades macrosísmiques fidedignes, anteriors al segle XX, que confirmen l'ocurrència de grans sismes històrics (Olivera *et al.*, 2006).

Durant el període 1987-1995 succeïren terratrèmols amb epicentre a la mar a la zona de la costa de Tarragona, de magnituds entre 4 i 5 (Olivera *et al.*, 1996). La dificultat de localitzar-los només amb les estacions de la xarxa a terra va despertar l'interès d'instal·lar un sismòmetre de fons marí en aquesta regió. Aquesta zona està densament poblada i és industrialment molt activa, amb la presència d'infraestructures singulars, com ara centrals nuclears i indústries químiques i petrolieres, aspecte molt rellevant per a l'avaluació del risc sísmic de la regió. En aquest sentit cal esmentar la sèrie de sismes succeïts el 1845, amb epicentre a Tivissa, a uns 50 km al SW de Tarragona. Susagna i Goula (1999) assignen una intensitat VII (MSK) al terratrèmol principal d'aquesta sèrie.

L'any 2003, l'Institut Geològic de Catalunya (IGC), aleshores una àrea de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), i l'Observatori de l'Ebre, amb la col·laboració de Repsol Investigaciones Petrolíferas, varen engegar la primera iniciativa d'observatori sismològic permanent de fons marí a l'Estat, en el context d'un projecte d'investigació finançat pel Ministerio de Educación y Ciencia (CASABLANCA, REN2003-06577). El projecte es va concebre amb l'objectiu de millorar el coneixement de la sismicitat i el risc sísmic a la costa de Catalunya i va implicar la instal·lació d'un sismòmetre de banda ampla, permanent, OBS (sigles en anglès d'*Ocean Bottom Seismometer*) i la seva integració a la xarxa sísmica de Catalunya.

Els observatoris subaquàtics permanents permeten l'obtenció d'informació des de punts abans explorats només de forma molt limitada en el temps. Atès el percentatge de superfície que cobreixen els oceans al planeta (70%) i la concentració de sensors a terra, la heterogeneïtat en la distribució d'estacions de mesura és evident. En aquest sentit, l'OBS Casablanca ha fet una aportació a la homogeneïtzació de la distribució d'observatoris, possibilitant la millora del coneixement de la sismicitat i estructura de la zona, i oferint una experiència sens dubte valuosa a futurs projectes d'observatoris submarins.

El treball que es presenta vol condensar tots els aspectes relacionats amb el projecte Casablanca, tant pel que fa a les particularitats de la instal·lació de l'OBS com a l'anàlisi i interpretació de les dades sísmiques enregistrades. La memòria s'estructura en nou capítols i quatre annexos, tal com s'esbossa a continuació:

Al primer capítol, es descriu l'evolució i l'estat actual dels OBS permanents al món. S'ha realitzat una tasca de recollida i interrelació d'informació sobre instal·lacions de sensors submarins permanents i estudis relacionats amb el seu comportament. De l'experiència aliena no només se n'ha tret profit per evitar la repetició d'errors, sinó també per tenir referències a l'hora d'avaluar la qualitat del treball propi.

El capítol dos presenta amb detall el projecte Casablanca. Atesa la singularitat de l'OBS respecte a les estacions a terra, es descriu la instrumentació utilitzada així com els requeriments tècnics i logístics de la seva instal·lació. També es tracta la integració de l'OBS a la xarxa sísmica de Catalunya.

El tercer capítol assenta els coneixements teòrics per realitzar un estudi sobre el soroll sísmic ambiental. Així mateix es descriuen les principals fonts de soroll en funció de les freqüències a què afecten.

Al quart capítol es realitza un estudi de soroll sísmic ambiental a l'emplaçament submarí Casablanca, tot analitzant-ne les característiques principals i la influència de les condicions meteorològiques i oceanogràfiques.

El cinquè capítol es dedica a l'estudi de l'OBS Antares, situat a la mar de Ligúria i gestionat per investigadors del centre de recerca Géoazur de Niça. S'hi tracten aspectes relacionats amb la instrumentació i les condicions d'instal·lació, i es realitza un estudi de soroll sísmic ambiental.

Els capítols sis i set pertanyen a una mateixa àrea temàtica. En primer lloc es tracten els aspectes teòrics relacionats amb la tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental, i després es presenten els procediments i resultats de la seva aplicació al NE de la península Ibèrica. Es posa de manifest la possibilitat d'utilitzar el registre continu de soroll sísmic ambiental de l'OBS Casablanca, i es presenta la seva aportació de cara al coneixement de l'estructura de l'escorça de la regió.

Al capítol vuitè, es valoren el procés i els resultats del treball. S'hi tracten aspectes relacionats amb l'aportació dels observatoris submarins en general i del projecte Casablanca en particular. Es discuteixen els resultats derivats de l'estudi de soroll realitzat al capítols quatre i cinc, comparant-los amb els d'estudis en altres emplaçaments subaquàtics, així com amb els nivells de soroll d'algunes estacions a terra de la xarxa sísmica de Catalunya. En relació a la integració de l'OBS a aquesta xarxa, s'assaja i analitza la localització d'un petit sisme amb epicentre proper a l'OBS, en incorporar les seves dades a les de les estacions a terra. També es valora el càlcul de tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental elaborat al capítol set i es compara amb els resultats d'estudis previs.

El capítol nou sintetitza els resultats més destacables de la tesi i proposa algunes vies de recerca que queden obertes a partir d'aquest treball.

Els tres primers annexos complementen gràficament certs aspectes tractats a la tesi. L'annex A inclou les figures citades al capítol dos, dedicades a l'orientació de l'OBS Casablanca amb sismes llunyans. El B, completa l'estudi de soroll dels capítols quatre i cinc. A l'annex C es mostren algunes il·lustracions destinades a enriquir el capítol set, dedicat a l'aplicació de la tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental.

Per concloure, es considera adequat destacar algunes tasques desenvolupades durant la realització de la tesi, potser no suficientment reflectides al llarg de la memòria i, tanmateix, fonamentals. La participació en primera persona a un projecte pioner i d'alta complexitat va permetre la creació de sinèrgies amb col·laboradors d'altres disciplines. Les reunions de planificació amb membres de l'equip tècnic i de les empreses implicades, i la col·laboració a les maniobres d'instal·lació varen suposar l'adquisició de coneixements relacionats amb la instrumentació i les tècniques d'instal·lació al medi marí molt valuosos per a la resta del treball.

Pel fet que l'anàlisi de soroll sísmic a la mar i la identificació de les seves fonts és un tema encara obert, l'establiment de la qualitat de l'OBS Casablanca és una contribució rellevant a nivell global. En aquest sentit, s'ha enviat un article a una revista internacional de prestigi recollint els resultats d'aquest estudi, que s'adjunta a l'annex D. Així mateix, fruit

de la col·laboració amb el grup de Géoazur de Niça, s'està preparant un altre article en relació a l'OBS Antares.

1. Evolució i estat actual dels OBS permanents

La voluntat d'homogeneïtzar la distribució de sensors sísmics a la superfície de la Terra ha impulsat la creació de projectes i experiments d'instal·lació de sismòmetres al fons oceànic. El primer OBS, de caràcter temporal, va ser dissenyat i construït el 1937 (Ewing i Vine, 1938), amb l'objectiu d'adaptar i aplicar tècniques de prospecció geofísica, típicament continentals, al fons de l'oceà. En aquest tipus de campanya s'instal·la una sèrie d'OBS temporals, dels quals se'n coneix la posició. De forma controlada, es realitzen detonacions localitzades a l'espai i el temps, per exemple amb canons d'aire, que els OBS enregistren. De l'anàlisi d'aquest senyal se n'extreu informació sobre l'estructura de l'escorça terrestre a la zona d'estudi, com ara la velocitat de propagació de les ones sísmiques o la geometria de les capes internes.

Després d'un sisme de magnitud gran sol haver-hi terratrèmols més petits (rèpliques) a la mateixa zona, la font dels quals és molt propera a la del sisme principal. Per estudiar les característiques de l'àrea de ruptura es porten a terme campanyes d'enregistrament de rèpliques, instal·lant una xarxa temporal de sismòmetres que envolti l'epicentre del terratrèmol principal. De forma anàloga, també s'utilitzen xarxes d'OBS temporals per enregistrar rèpliques de sismes importats amb epicentre a la mar.

1.1. Utilització d'infraestructures preexistents

Actualment, l'experiència en la instal·lació d'estacions sísmiques permanents a terra, generalment, no presenta problemes tècnics destacables. En canvi, el seu equivalent a la mar és d'una major complexitat, ja que s'han de solucionar les dificultats introduïdes pel medi marí. En general, els sensors són semblants als que s'utilitzen a terra, però els seus receptacles han de ser estancs i amb una geometria i d'un material tals que puguin suportar la capacitat erosiva i les altes pressions del fons oceànic. La instal·lació dels OBS també és més complexa que la de les estacions a terra, ja que sol ser necessària la intervenció d'un robot submarí (ROV, sigles en anglès de *Remote Operated Vehicle*) per controlar les maniobres i, tot i així, la manipulació del sensor no és tan acurada com quan es realitza directament. Aquests factors eleven el cost econòmic de les instal·lacions de sensors submarins, motiu pel qual ha calgut no només un desenvolupament tècnic, sinó també l'aprofitament d'infraestructures ja existents per fer evolucionar el camp de la sismologia marina cap a sistemes permanents i capaços d'enviar dades en temps real. L'ús de cables destinats originàriament a altres funcions, com ara cables de telecomunicacions obsolets, permet l'obtenció de les dades en temps real a un cost molt inferior al que suposaria una instal·lació *ex novo*. Aquesta circumstància s'aprofità els anys 1997 i 1998 en dos projectes d'OBS permanents per proporcionar alimentació a la instrumentació i rebre les dades en temps real. El 1997 es va instal·lar l'estació IZU a la rasa d'Izu-Bonin (Japó) amb l'objectiu de millorar la cobertura d'observatoris sísmics per al control de la sismicitat en aquesta zona (Figura 1.1).

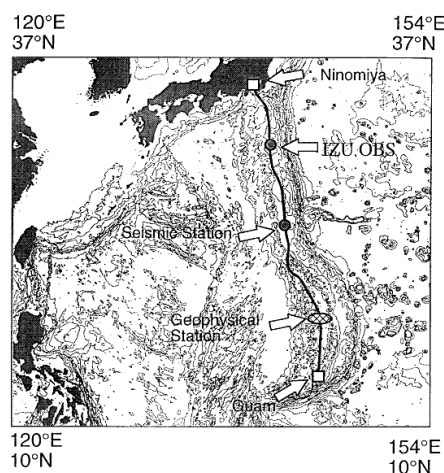


Figura 1.1: Localització de l'OBS IZU (Kasahara *et al.*, 1998)

L'alimentació de la instrumentació i la transmissió de dades es fa a través d'un cable submarí de telecomunicacions utilitzat en el passat, el GeO-TOC, d'uns 2660 km de llargada. L'OBS està situat aproximadament a 400 km al sud de Tokio, a 2750 m de fondària. Està equipat amb tres acceleròmetres, un hidròfon, un sensor de pressió de quars i un termòmetre de precisió. Tots els registres s'envien a Ninomiya (Tokio), a on arriba un dels extrems del cable, i es tracten juntament amb altres dades sísmiques (Kasahara *et al.*, 1998).

El setembre de 1998, es va instal·lar la instrumentació de l'observatori de fons marí H2O (*Hawaii-2 Observatory*) al costat d'un cable telefònic submarí en desús que uneix Hawaii amb la costa de Califòrnia, per proporcionar-li l'alimentació i transmetre les dades. Els sensors es troben aproximadament a 5000 m de fondària, a mig camí entre l'arxipèlag i la costa continental americana (Figura 1.2). Una caixa de comunicacions deriva 400 W per alimentar la instrumentació, que consta d'un sismòmetre de banda ampla de tres components enterrat a 1 m de fondària als sediments, un geòfon de curt període, un hidròfon estàndard i un sensor de pressió. El sistema H2O va funcionar durant més de dos anys i les dades varen estar disponibles en temps real per internet. Va ser la primera estació de fons marí de la Global Seismographic Network (Duennebier *et al.*, 2000; Stephen *et al.*, 2003b; Stephen *et al.*, 2006).

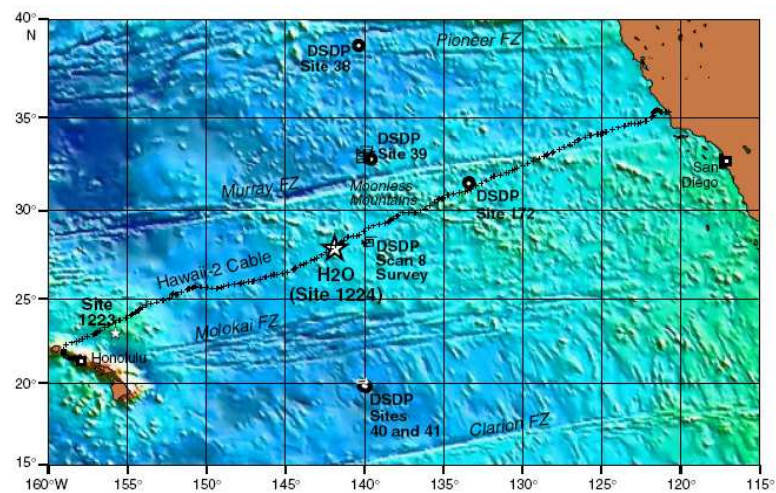


Figura 1.2: Posició de l'emplaçament H2O, marcada amb una estrella (Site 1224) i recorregut del cable de telecomunicacions, sobre la batimetria generada a partir de dades de satèl·lit (Stephen *et al.*, 2003b).

Per raons similars, algunes de les instal·lacions de sensors sísmics de fons marí s'han ubicat a prop de plataformes petrolíferes, de forma que el cable s'ha hagut de fer arribar només fins a aquesta infraestructura i no fins a la costa. L'any 1988, es va instal·lar un OBS a la mar del Nord, a 150 m de fondària i a 2 km de la plataforma petrolífera Oseberg A, de l'empresa noruega Norsk Hydro a.s. (Figura 1.3).

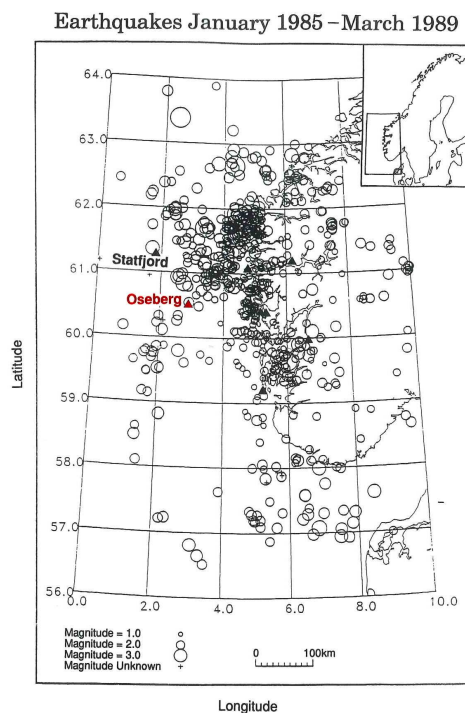


Figura 1.3: Posició de l'estació Oseberg, junt amb la sismicitat de la zona dels anys 1985-1989 (modificat de Lindholm i Marrow, 1990).

Aquesta estació sísmica, OSG, va ser operativa fins el 1996. Els sensors, dos sismòmetres de curt període i un acceleròmetre de tres components, es trobaven dins un tanc aïllat. El senyal analògic es transmetia per un cable, enterrat als sediments fins a la plataforma, que també servia per alimentar el sensor. La possibilitat de comptar amb aquesta infraestructura facilitava i abaratia els processos d'alimentació i transmissió de les dades. El senyal es digitalitzava, s'emmagatzemava i es transmetia a l'observatori sismològic del Geofysik Institutt (Universitat de Bergen), que incloïa les seves dades als butlletins mensuals. La seva contribució com a membre de la xarxa sísmica noruega va ser clau en el monitoratge de la sismicitat de la zona, d'especial interès per la presència de plataformes petrolíferes (Atakan i Havskov, 1996). En aquest sentit, l'OBS Casablanca, descrit al

capítol dos, presenta similituds amb l'OBS OSG, ja que també està unit a una plataforma petrolífera mitjançant un cable de dades i alimentació.

També s'ha tret profit d'altres tipus d'infraestructures ja existents per instal·lar observatoris subaquàtics. Les estacions SN-1, a Sicília, i Antares (detalladament descrita al capítol cinc), a la mar de Ligúria, s'han connectat als cables de dades i alimentació de telescopis de neutrins subaquàtics.

Des d'octubre de 2002 i fins a maig de 2003 va ser operatiu el projecte SN-1 (*Submarine Network-1*), el principal objectiu del qual era el desenvolupament d'un observatori de fons marí a la plana abissal de la mar Jònica, a 25 km de la costa est de Sicília i a 2105 m de fondària (Figura 1.4). Constava d'un sismòmetre de tres components de banda ampla, un gravímetre, un hidròfon, un correntòmetre de tres components i un sensor de conductivitat, temperatura i fondària. Donat l'alt risc sísmic i volcànic de la zona, es va proposar convertir l'estació en permanent. El 2005 es va integrar a la xarxa sísmica de terra, rebent les dades en temps real mitjançant un cable opto-elèctric de l'Istituto Nazionale di Fisica Nucleare desenvolupat a la mateixa zona per a l'experiment de detecció de neutrins NEMO. Durant 2008, es va recuperar l'instrument a fi de portar a terme tasques de manteniment i afegir-hi nous sensors.



Figura 1.4: Situació de l'estació SN-1 a l'est de Sicília (Favali *et al.*, 2003)

La seva reinstal·lació està prevista per 2009. En aquest emplaçament s'hi troba el primer observatori en temps real del projecte europeu ESONET, descrit més endavant. S'emmarca dins la iniciativa GEOSTAR (*GEophysical and Oceanographic STation for Abyssal Research*), el primer projecte Europeu pluridisciplinar de monitoratge del fons marí, que funciona des de 1995. L'aglutinació de sensors destinats a realitzar mesures relacionades

amb diferents disciplines és una de les tendències més acceptades, ja que és amb la instal·lació d'observatoris pluridisciplinars que s'optimitzen les inversions (Beranzoli *et al.*, 2003a, Favali *et al.*, 2003, Monna *et al.*, 2005; Favali *et al.*, 2006; Favali *et al.*, 2006b).

1.2. Millora de la qualitat del senyal

Per aconseguir dades de la millor qualitat possible, és a dir, amb un baix nivell de soroll (vegeu tercer capítol), s'han assajat diferents tipus d'instal·lació: sensors dipositats damunt del llit marí, enterrats en els sediments o posats dins un pou (*borehole*). A priori, sembla que les instal·lacions portades a terme segons aquesta darrera modalitat haurien de ser les menys sorolloses. Tanmateix, hi ha una sèrie d'estudis (Beaudin i Montagner, 1996; Stephen *et al.*, 2003; Kaneko *et al.*, 2007; Dunnebie i Sutton, 2007) que apunten cap al soterrament o dipòsit del sensor sobre el llit marí amb una coberta com a mètode per a l'obtenció de dades de millor qualitat en el fons marí.

Els anys 1992 i 1998 es varen portar a terme dos experiments amb OBS de banda ampla temporals amb l'objectiu d'estudiar el soroll en diferents condicions al fons marí i els límits de detectabilitat en cada cas, de cara a plantejar el desenvolupament de projectes a llarg termini i, fins i tot, permanents. La primera d'aquestes iniciatives va tenir lloc entre els mesos d'abril i maig de 1992, quan es va portar a terme l'experiment pilot francès OFM/SISMOBS (*Observatoire Fond de Mer*) a l'Atlàntic Nord, a 4450 m de fondària (Figura 1.5). El seu objectiu va ser instal·lar, mantenir operatius i, finalment, recuperar dos sismòmetres de banda ampla de tres components, un en un pou (a 296 m de fondària) de l'ODP¹ (OFP) i un altre en una esfera sobre el llit marí (OFM) al costat del pou. El rang de freqüències per al que eren operatius, la banda ampla, va ser un avenç respecte a les experiències anteriors. S'enregistraren dades durant deu dies i es va estudiar el nivell de soroll en el rang de 0.5 s a 3600 s. Es va fer una comparativa entre l'enregistrat al pou, al llit marí i a l'estació continental SSB de GEOSCOPE. Entre 4 s i 30 s, s'observà un nivell

¹ L'ODP (*Ocean Drilling Program*) és un programa internacional de recerca sobre la història i l'estructura de la Terra, que utilitza la informació que es pot extreure dels sediments i les roques del fons marí. Aquest programa, que es va portar a terme entre el 1984 i el 2003, es va projectar a partir d'un programa anterior: el DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), que va durar del 1964 al 1984. Des de 2003 ha evolucionat a l'IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*), on hi participen el Estats Units d'Amèrica, Japó i la Unió Europea i està previst que sigui actiu fins al 2013. Aquesta iniciativa pluridisciplinària comprèn projectes emmarcats en els camps de la biologia, la química i les ciències de la terra. Dins aquesta última modalitat s'hi han portat a terme diversos projectes destinats a millorar la instrumentació sismològica al fons de la mar, així com a augmentar la cobertura de sensors sísmics a zones oceàniques.

de soroll menor en ambdós sensors OFM i OFP que a SSB, i un soroll més petit a OFM que a SSB per a períodes més alts que 600 s. Així mateix, es va trobar que el component vertical sempre és menys sorollós que els horitzontals. D'altra banda, es mesurà una disminució del soroll amb el temps, a mida que els sensors s'equilibraven. Amb aquest experiment es va demostrar la possibilitat d'obtenir dades sísmiques de bona qualitat des del fons de la mar (Montagner *et al.*, 1994; Beaudin i Montagner, 1996).

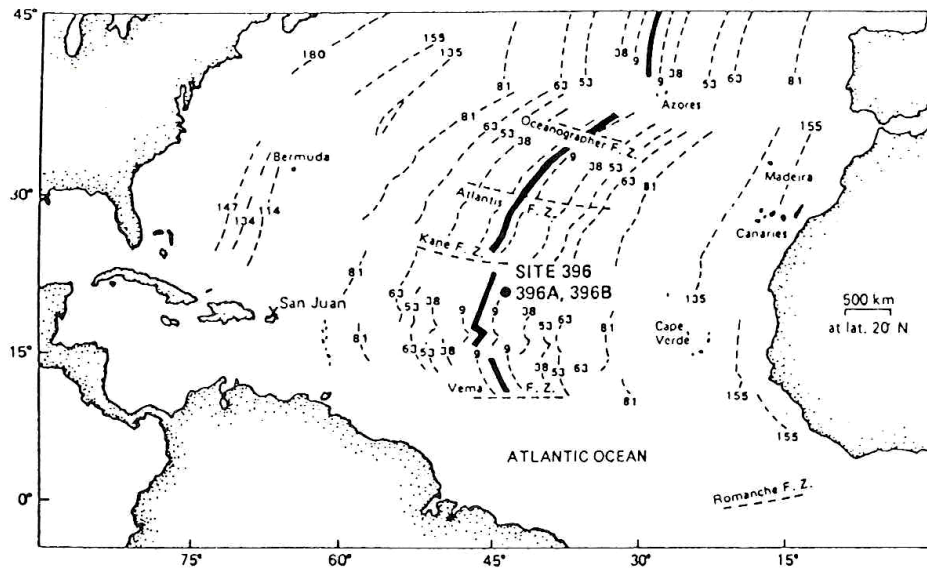


Figura 1.5: Localització de l'emplaçament SISMOBS/OFM (Montagner *et al.*, 1994)

Des de febrer fins a juny de 1998, membres de la Woods Hole Oceanographic Institution i la Scripps Institution of Oceanography varen portar a terme l'experiència pilot OSN-1, a l'oest de Hawaii (Figura 1.6), consistent en la instal·lació de tres sismòmetres de fons marí de tres components i banda ampla: un dipositat sobre el llit marí, un altre enterrat en els sediments i un altre dins un pou. Aquesta iniciativa té semblances amb OFM/SISMOBS, però introdueix l'experiment d'enterrar un sensor als sediments. Això podria evitar el soroll produït pels corrents que pateixen les instal·lacions en què el sismòmetre està simplement dipositat sobre el llit marí. Aquest sistema tampoc no patiria els efectes de columna i de circulació d'aigua en el receptacle que es dona en els sensors instal·lats dins un pou, a més de tenir uns costos econòmics molt més reduïts que els propis d'aquest tipus d'instal·lació. L'objectiu era aprendre a fer mesures sísmiques de banda ampla de bona qualitat comparant els resultats dels diferents tipus d'instal·lació. L'anàlisi del soroll de tots tres sensors va proporcionar resultats inesperats. D'una banda, no es va trobar que el soroll

fos molt major en els sensors submarins que en els instal·lats al continent o en una illa, com en principi s'havia pensat. A més, per al pou, es va enregistrar soroll procedent de la instal·lació que es va reflectir en un augment del nivell de soroll a baixes freqüències. En aquesta banda de freqüències es va trobar que el sensor amb un nivell de soroll més baix era l'enterrat als sediments, seguit del dipositat sobre el llit marí i, finalment, el del pou. Pel que fa a la diferència entre els diversos components, s'esperava trobar un soroll més alt per a les horitzontals, però no va ser així per al pou (Stephen *et al.*, 1999; Collins *et al.*, 2001; Orcutt *et al.*, 2001; Stephen *et al.*, 2003; Sutherland *et al.*, 2004).

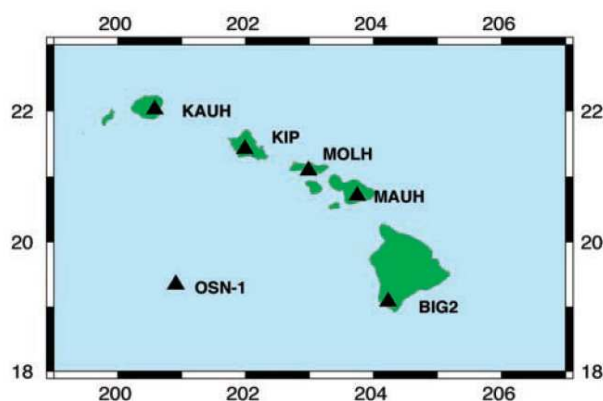


Figura 1.6: Localització de l'estació OSN-1 i de les estacions situades a les illes Hawaii (Sutherland *et al.*, 2004)

1.3. Sismòmetres de banda ampla permanents

Els avenços tècnics en la instrumentació, com ara els sistemes d'autoanivellament dels sensors per a un cert marge d'inclinació, són una aportació destacable en aquest sentit. L'any 1997, i durant tres mesos, va ser operatiu l'experiment MOISE (*Monterey bay Ocean bottom International Seismic Experiment*). Aquest experiment demostrà la possibilitat d'instal·lar, tenir operatius i recuperar una sèrie de sensors geofísics, entre els quals hi havia un sismòmetre de banda ampla que es va situar a la badia de Monterey (Califòrnia), a 40 km de la costa i a 1015 m de fondària (Figura 1.7). El sensor sísmic, de tres components, estava muntat sobre un sistema capaç d'autoanivellar-se. Aquest avenç tècnic va permetre l'obtenció de dades de millor qualitat (Stakes *et al.*, 1998; Romanovicz *et al.*, 1999, Stutzmann *et al.*, 2001).

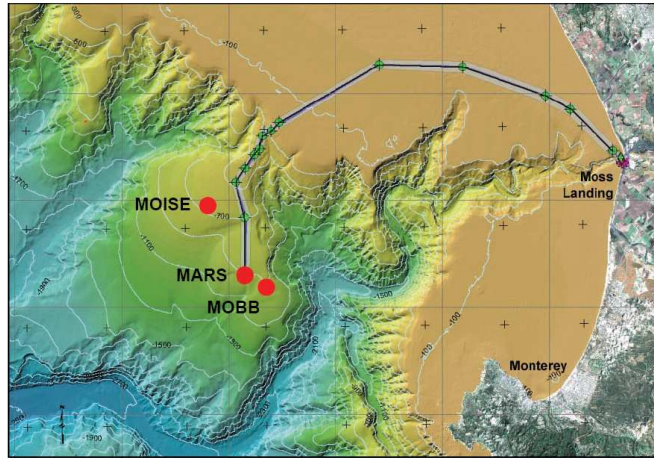


Figura 1.7: Localització dels emplaçaments MOISE i MOBB, a la badia de Monterey (Califòrnia) sobre la batimetria de la zona. També s'hi mostra el recorregut del cable MARS, amb la terminació molt a prop de l'estació MOBB, just abans d'arribar-hi (Romanowicz *et al.*, 2009).

D'aquest experiment en va derivar el projecte MOBB (*Monterey Ocean Bottom Broadband station*). L'estació MOBB està en funcionament des d'abril de 2002. Situada a 40 km de la badia de Monterey (Figura 1.7), pretén millorar la cobertura d'observatoris geofísics a la zona. Consta d'un sismòmetre de banda ampla de tres components de baix consum muntat en un receptacle de titani, un correntòmetre i un digitalitzador de tres components de 24 bits amb un sistema d'autoanivellament i un rellotge de precisió. El sensor sísmic es troba dins un tub de PVC a 1000 m de fondària, ubicat a una desena de metres del sistema d'emmagatzematge i de les bateries i unit a ells mitjançant un cable, per possibilitar el manteniment del sistema d'alimentació i recuperació de les dades sense interferir en el sismòmetre. Des de febrer de 2009 l'alimentació i la transmissió varen passar a realitzar-se a través del cable MARS (*Monterey Accelerated Research System*), de manera que les dades estan disponibles en temps real. Forma part de la xarxa sísmica digital de la Universitat de Berkeley (Romanowicz *et al.*, 2003; Uhrhammer *et al.*, 2003; Dolenc *et al.*, 2005; Romanowicz *et al.*, 2009).

Si l'emplaçament es troba a poca fondària (100-200 m) i a prop de la costa (uns kilòmetres), una bona solució per a la comunicació i alimentació a instal·lacions permanents en temps real és una boia unida al sensor mitjançant un cable. Recentment s'ha instal·lat un observatori subaquàtic al golf de Nàpols (CUMAS, *Cabled Underwater Module for Acquisition of Seismological data*), amb sensors geofísics i oceanogràfics a uns

100 m de fondària (Figura 1.8), per monitoritzar l'activitat sísmica i volcànica de la zona. S'ha optat per un sistema d'alimentació per panells solars instal·lats a una boia unida als sensors mitjançant un cable. La transmissió de les dades es realitza per Wi-Fi des d'una antena situada també a la boia.

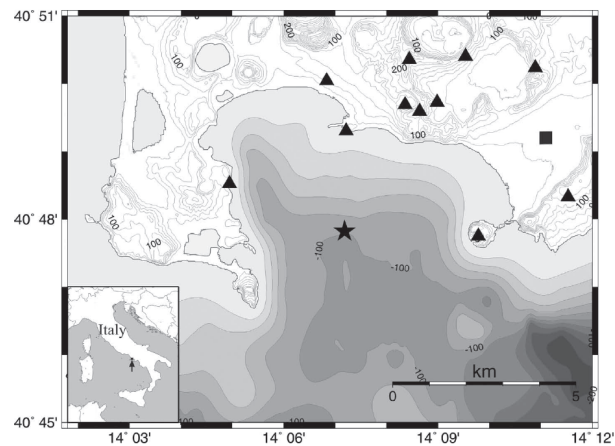


Figura 1.8: Localització del sensor subaquàtic CUMAS (estrella), de la xarxa de vigilància a la zona de Campi Flegrei (triangles) i del centre de dades de la xarxa (quadrat), sobre el mapa topogràfic i batimètric, on les línies de contorn estan expressades en metres (Iannacone *et al.*, 2009).

A banda del projecte Casablanca, explicat al capítol segon, a Espanya s'està desenvolupant una altra iniciativa d'instal·lació d'un OBS permanent a la mar d'Alborà (Martín Dávila *et al.*, 2007 a i b) (ALBO a la Figura 1.9).

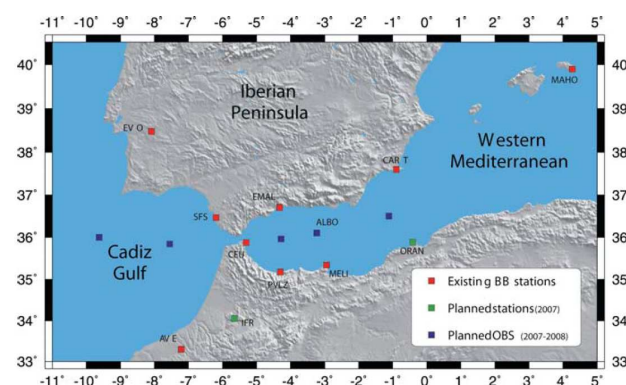


Figura 1.9: Localització de les estacions de la xarxa sísmica de banda ampla Western Mediterranean (WM) i futura xarxa d'OBS FOMAR (Martín-Dávila *et al.*, 2007 a).

1.4. Xarxes d'OBS

També s'han posat en funcionament projectes amb l'objectiu de crear xarxes d'observació formades per sensors de banda ampla subaquàtics. És el cas del projecte OHP (*Ocean Hemisphere network Project*), d'una durada de cinc anys i que començà l'abril de 1996. Una de les seves fases va tenir com a objectiu construir una nova xarxa d'observatoris geofísics a la zona oest del Pacífic, un lloc adequat per estudiar l'estructura i la dinàmica en una zona de subducció.

Es varen instal·lar sensors aproximadament cada 1000 km, de manera que es va poder millorar significativament la resolució de les observacions sísmiques, geomagnètiques i geodèsiques. L'autonomia d'aquests sensors, però, no permetia l'obtenció de sèries de més de mig any, de manera que en el mateix marc de l'OHP es varen instal·lar quatre sismòmetres de banda ampla permanents en pous (Figura 1.10), dos dels quals, JT-1 i JT-2 (Sacks *et al.*, 2000), són immediatament sobre la zona sismogènica d'entre plaques. Un altre, WP-2 (Kanazawa *et al.*, 2001), el varen instal·lar a la part nord occidental de la conca pacífica i el quart, WP-1 (Salisbury *et al.*, 2002), a l'oest de la conca de les Filipines. Aquests sensors tenen una autonomia d'un any i mig. Les dades es recuperen amb l'ajuda d'un ROV i, per tant, no estan disponibles en temps real (Shinohara *et al.*, 2006).

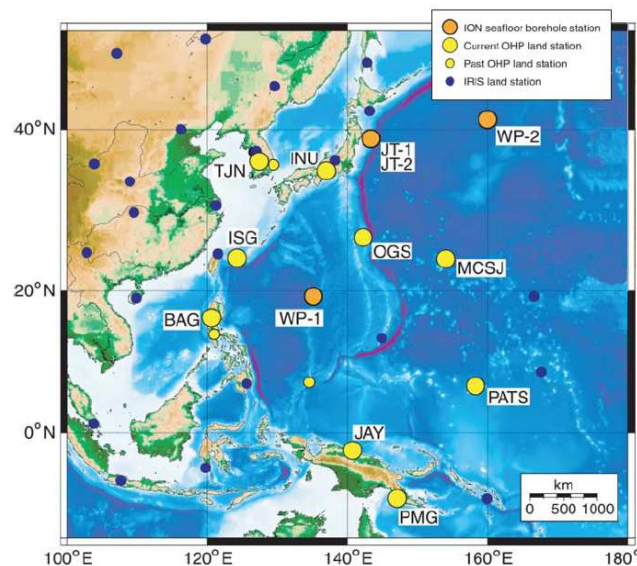


Figura 1.10: Localització dels sensors JT-1, JT-2, WP-1 i WP-2 (Suyehiro *et al.*, 2006)

Un dels projectes més recents al Japó és l'anomenat DONET (*Dense Ocean floor Network system for Earth- quakes and Tsunamis*), d'una durada prevista de quatre anys, l'objectiu del qual és la instal·lació d'una antena d'observatoris que inclourà sismòmetres i sensors de pressió (Osada *et al.*, 2008; Kaneda *et al.*, 2009).

Un altre exemple és el projecte NEPTUNE (*North-East Pacific Time-series Undersea Networked Experiments*), que té com a objectiu l'establiment d'un observatori regional al nord-est de l'oceà Pacífic. Consta de dues seccions: la d'Estats Units d'Amèrica, el desplegament de la qual va començar el juny de 1998 i va concloure el juny del 2000, i la canadenca, que es va portar a terme entre juny de 1999 i octubre de 2000. Es tracta d'una xarxa de 2500 km de fibra òptica i cable d'alimentació que envolta i creua la placa Juan de Fuca. Dóna cobertura a una àrea de 500 km per 1000 km, aproximadament. El formen una vintena d'observatoris pluridisciplinars als nodes de la xarxa. La informació s'obté en temps real via internet i es poden fer controls des de terra. Un cop conclòs el projecte, s'havien instal·lat sismòmetres de banda ampla cada 50-100 km, de manera que la cobertura de la placa Juan de Fuca fos comparable amb la d'una xarxa terrestre (Figura 1.11). A principis de 2007, va començar l'ampliació d'aquesta xarxa a fi de disposar d'informació sísmica d'alta resolució per a l'estudi, entre d'altres, de processos tectònics (Best *et al.*, 2007; Barnes *et al.*, 2007).

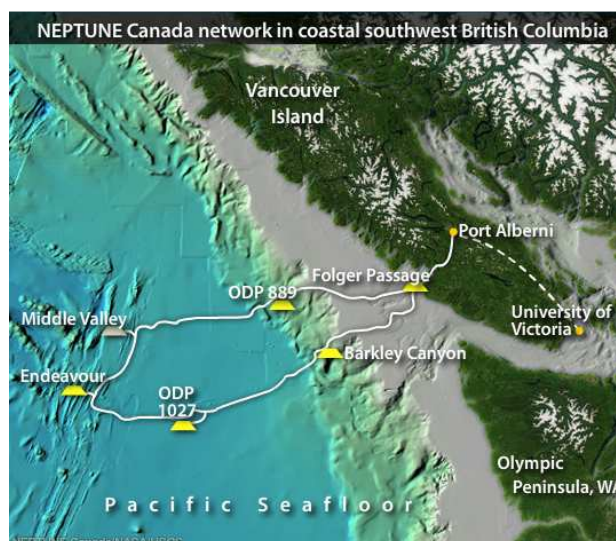


Figura 1.11: Mapa de la xarxa NEPTUNE de Canadà (<http://www.neptunecanada.ca/>).

Entre els anys 2002 i 2004 la Comunitat Europea va finançar el projecte ESONET-CA (*European Seafloor Observatory NETwork-Concerted Action*). Va comptar amb la participació d'una vintena d'institucions. L'objectiu del programa era el monitoratge a llarg termini en camps com la geofísica, la geotècnia, la química, la bioquímica, l'oceanografia i la biologia. Es varen proposar deu regions d'estudi: oceà Àrtic, marge Noruec de l'oceà Atlàntic, mar Nòrdica, zona de Porcupine, Açores, marge Ibèric (oceà Atlàntic), mar de Ligúria, zona est de Sicília, zona hel·lènica de la mar Mediterrània i mar Negra (Figura 1.12). Tant l'alimentació dels sensors com la transmissió de dades, en temps real, s'havia de realitzar mitjançant cables de fibra òptica que arribarien fins a terra ferma. Aquest projecte va marcar les directrius per a l'establiment d'una xarxa europea d'observatoris submarins. ESONET-NoE (*ESONET-Network of Excellence*) és el projecte que el succeeix des de 2007 i fins a 2011. El seu objectiu principal és la coordinació de la comunitat científica i tecnològica interessada en els observatoris submarins pluridisciplinars. A fi de preparar una estructura institucional del projecte ESONET de cara al futur, des de 2007 s'està portant a terme la iniciativa EMSO (*European Multidisciplinary Seafloor Observation*), la primera fase de la qual, EMSO-PP (*EMSO-Preparatory Phase*) està en funcionament des de 2008 (Favali i Beranzoli, 2009).

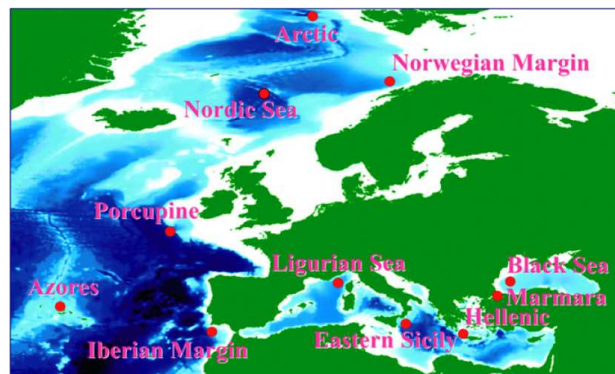


Figura 1.12: Punts proposats per ESONET-CA i -NoE per formar part de la xarxa permanent EMSO (Favali i Beranzoli, 2009).

En el marc del projecte NERIES (*NEtwork of Research Infrastructures for European Seismology*), que té com a objectiu el monitoratge i l'estudi dels processos sísmics, així com la mitigació dels seus efectes, una de les activitats, BB-OBS.Net, es dedica a l'establiment de la primera xarxa europea de sistemes d'observació sísmica permanent al fons marí. També té com a objectiu inventariar els recursos referents a aquestes

observacions i promoure la col·laboració entre institucions. Així mateix es preveu el desenvolupament de tres BB-OBS portàtils que s'instal·laran a punts clau del projecte ESONET (<http://www.neries-eu.org/>).

A la Taula 1.1 se sintetitzen les característiques dels OBS descrits en aquesta revisió de l'evolució i de l'estat actual dels OBS permanents. Se'n dedueix que la xarxa d'observatoris sísmics submarins és escassa i notòriament insuficient. La cobertura de sismòmetres a les zones marines, tant pel que fa a la densitat com a la homogeneïtat, és molt més petita que la de zones continentals. Tot i així, en aquest camp cal destacar l'impuls que estan rebent els projectes de cooperació, que treballen per optimitzar la rendibilitat de les inversions, la majoria de les quals van en la direcció d'un desenvolupament pluridisciplinar dels observatoris.

1. Evolució i estat actual dels OBS permanents

Taula 1.1: Característiques d'alguns experiments i projectes destinats a la millora de l'observació sísmica al fons oceànic. SP: *Short Period*; BB: *Broad Band*. Ac: Acceleròmetre.

| Nom | Localització | Fondària | Any inici | Any fi | Continuïtat | Tipus sensor i instal·lació | Recuperació de dades |
|-------------|---------------------|----------|-----------|--------|-------------|---|-----------------------|
| OSG | Noruega | 150 m | 1988 | 1996 | Permanent | 2 SP i 1 Ac enterrats | Cable |
| OFM/SISMOBS | Atlàntic Nord | 4450 m | 1992 | 1992 | Temporal | BB llit marí, BB pou (296 m) | ROV |
| MOISE | Califòrnia | 1015 m | 1997 | 1997 | Temporal | BB llit marí | ROV |
| IZU | Japó | 2750 m | 1997 | -- | Permanent | Ac llit marí | Cable |
| H2O | Pacífic | 5000 m | 1998 | 2000 | Permanent | BB enterrat | Cable |
| OSN-1 | Hawaii | 4970 m | 1998 | 1998 | Temporal | 3 BB: llit marí, enterrat i pou (243 m) | ROV |
| OHP-JT-1 | Japó | 2681 m | 1999 | -- | Permanent | BB en pou (1109 m) | ROV |
| OHP-JT-2 | Japó | 2194 m | 1999 | -- | Permanent | BB en pou (1084 m) | ROV |
| OHP-WP-1 | Japó | 5721 m | 2001 | -- | Permanent | BB en pou (561 m) | ROV (projectat cable) |
| OHP-WP-2 | Japó | 5577 m | 2000 | -- | Permanent | BB en pou (460 m) | ROV (projectat cable) |
| MOBB | Califòrnia | 1000 m | 2002 | -- | Permanent | BB llit marí | Cable |
| SN-1 | Sicília | 2105 m | 2002 | 2003 | Temporal | BB llit marí | ROV |
| | | | 2005 | 2008 | Permanent | | Cable |
| ANTARES | Mar de Ligúria | 2400 m | 2005 | 2007 | Permanent | BB enterrat | Cable |
| | | | 2008 | 2009 | | | |
| CASABLANCA | Tarragona | 150 m | 2005 | 2005 | Permanent | BB llit marí | Cable |
| | | | 2007 | -- | | BB enterrat | |
| CUMAS | Nàpols | 100 m | 2008 | -- | Permanent | BB llit marí | Boia+Wi-Fi |
| FOMAR | S Península Ibèrica | | Projecte | | Temporal | | |
| OBS-Alborán | Alborán | | Projecte | | Permanent | | |

2. L'OBS Casablanca

A la mar Mediterrània s'hi han portat a terme diversos experiments i instal·lacions permanents de sismòmetres submarins, tal com s'ha apuntat al primer capítol. És el cas del projecte Casablanca, que es descriu a continuació. La participació activa en els processos de preparació i instal·lació de la instrumentació permeté l'adquisició d'una experiència i uns coneixements de notable valor per a la realització d'aquest treball.

2.1. El projecte Casablanca

El sensor sísmic del projecte Casablanca està instal·lat a la zona de seguretat de la plataforma petrolífera Casablanca, de Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A., a uns 50 km de la costa de Tarragona i a 150 m de fondària aproximadament (Figura 2.1).

En aquesta zona, s'hi han produït sismes de fins a magnitud 4.6, àmpliament sentits per la població, especialment entre els anys 1987 i 1995 (Olivera *et al.*, 1996). La localització d'aquests terratrèmols amb epicentre a la mar es va realitzar amb un *gap* superior a 180°, ja que es trobaven fora de la zona que abraça la xarxa sísmica de Catalunya i, per tant, amb una incertesa gran. Atesa l'alta densitat de població de la costa més propera als epicentres i l'activitat industrial que s'hi desenvolupa (p.ex. centrals nuclears o indústria química), es va considerar convenient portar a terme l'iniciativa d'instal·lar un sismòmetre al fons de la mar que ampliés l'àrea compresa per la xarxa sísmica.

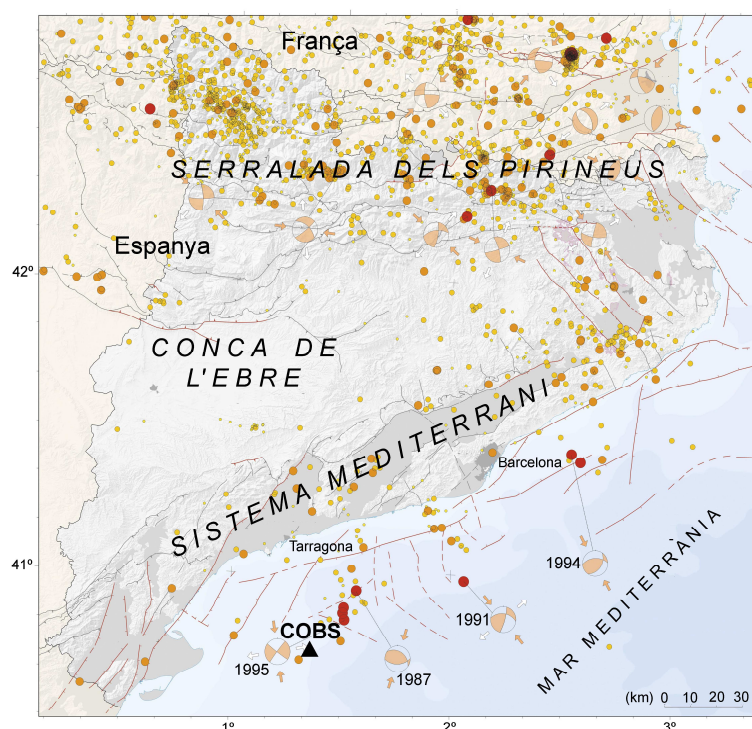


Figura 2.1: Mapa de sismicitat de Catalunya 1977-1997 (modificat d'ICC, 1999) junt amb l'emplaçament de l'OBS a les immediacions de la plataforma Casablanca.

El projecte Casablanca, iniciat el 2003, es va plantejar amb l'objectiu de caracteritzar la detectabilitat d'un sismòmetre de fons marí permanent de banda ampla, per a aplicacions en estudis de sismicitat i de risc sísmic. En aquest marc, s'ha desenvolupat i implementat, de forma pionera a l'estat espanyol, un sistema d'OBS permanent integrat a la xarxa sísmica de Catalunya en temps real. El disseny del dispositiu i la caracterització dels registres de l'OBS pretenen constituir una experiència aplicable a altres zones costaneres de la Península Ibèrica.

Tot i l'alt cost del projecte, l'existència de la plataforma petrolífera va permetre fer-lo assumible tant en termes tècnics com econòmics, ja que, malgrat la complexitat de la instal·lació, l'ús d'aquesta infraestructura va facilitar els aspectes relacionats amb l'alimentació del sensor i la transmissió de les dades. La proximitat de la plataforma podia introduir soroll al senyal de l'OBS. Per aquest motiu, l'emplaçament de l'OBS es va buscar procurant allunyar-lo tant com fos possible de la plataforma, però sempre dins el seu radi de seguretat i a un lloc on la batimetria fos suficientment plana (Figura 2.2).

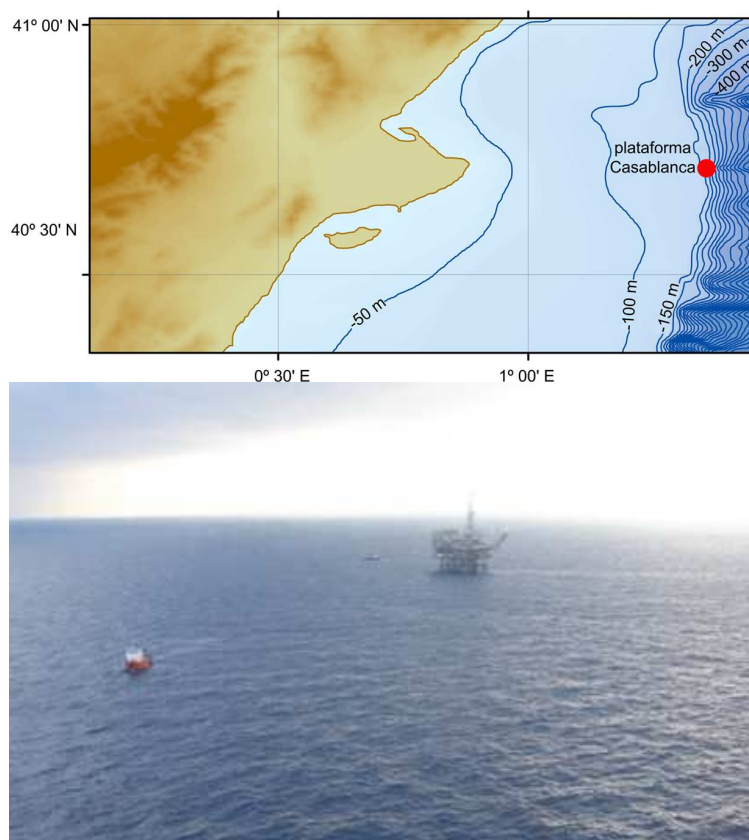


Figura 2.2: A dalt: Localització de la plataforma Casablanca (punt vermell) sobre la batimetria de la zona, amb corbes de nivell cada 50 m (cortesia de M. Farran). A baix: Vista des de l'helicòpter de la plataforma i el vaixell durant la maniobra d'instal·lació.

El projecte l'han portat a terme l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), l'Institut Geològic de Catalunya (IGC) i l'Observatori de l'Ebre amb la col·laboració de Repsol Investigaciones Petrolíferas S.A. i està finançat pel Ministerio de Educación y Ciencia (CASABLANCA REN2003-06577), fons FEDER, l'ICC i l'IGC.

2.1.1. Instrumentació

2.1.1.1. Sensor sísmic

El sismòmetre és un sensor CMG-3T, de Güralp Systems Ltd., de tres components, dues d'horitzontals, que són perpendiculars entre elles, i una de vertical. Les masses del sensor es poden bloquejar, desbloquejar i centrar mitjançant un control remot electrònic.

L'OBS és de banda ampla, amb resposta plana en velocitats entre 50 Hz i 120 s. El seu rang dinàmic és de 140 dB. La Taula 2.1 en detalla la resposta en forma de pols i zeros, segons el fabricant.

Taula 2.1: Resposta en velocitat de l'OBS en forma de pols i zeros

| Component vertical | | | Components horitzontals | | |
|--|-------|--------------------|--|-------|--------------------|
| Pols (Hz) | Zeros | Normalització 1 Hz | Pols (Hz) | Zeros | Normalització 1 Hz |
| $-5.89 \cdot 10^{-3} \pm j 5.89 \cdot 10^{-3}$ | 0 | 2304000 | $-5.89 \cdot 10^{-3} \pm j 5.89 \cdot 10^{-3}$ | 0 | 2304000 |
| -180 | 0 | | -180 | 0 | |
| -160 | | | -160 | | |
| -80 | | | -80 | | |

La resposta és la mateixa tant pel component vertical com pels horitzontals. Es representa a la Figura 2.3 en amplitud i en fase. Segons el calibratge realitzat pel fabricant, a 1 Hz el sensor té la sensibilitat presentada a la Taula 2.2.

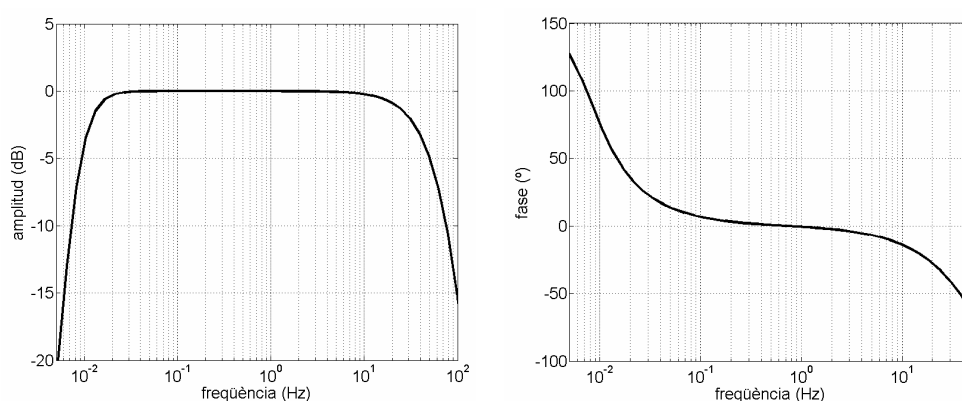


Figura 2.3: Representació de la resposta de l'OBS en amplitud (esquerra) i en fase (dreta) a partir dels pols i zeros.

Taula 2.2: Calibratge de l'OBS

| | Velocitat (diferencial) (V/m/s) | Posició de la massa (V/m/s ²) |
|------------|---------------------------------|---|
| Z | 2 x 1010.3 | 2575 |
| N-S | 2 x 1007.8 | 1778 |
| E-W | 2 x 1002.4 | 1774 |

El calibratge empíric que el fabricant proporciona, tant en amplitud com en fase, és el que es presenta a la Figura 2.4. La representació realitzada a partir de pols i zeros i el calibratge empíric són coherents.

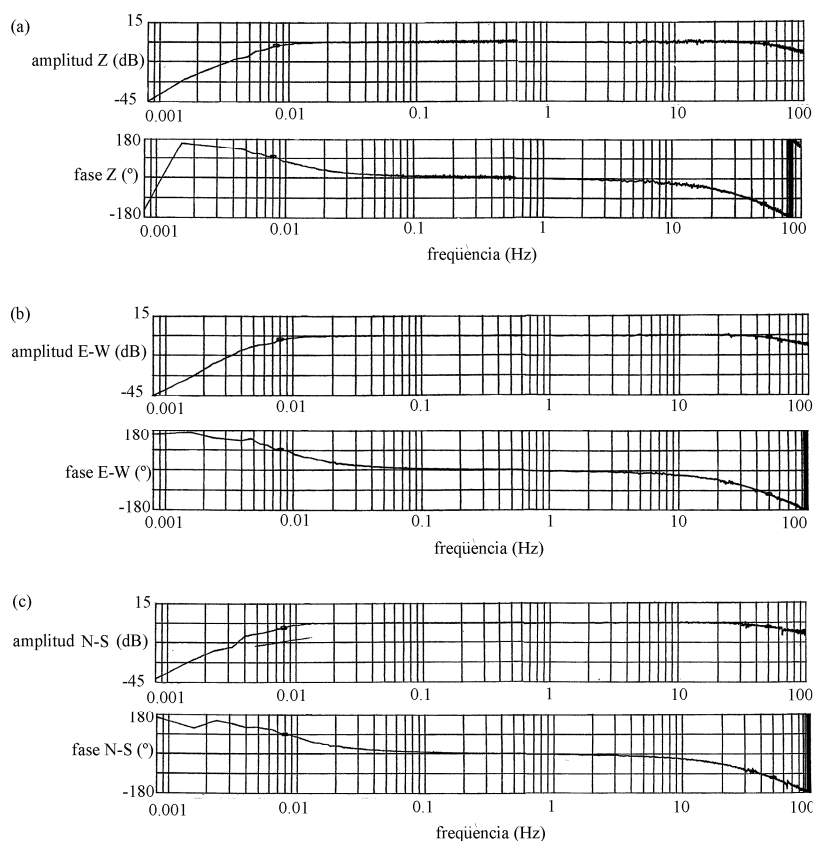


Figura 2.4: Corba de resposta empírica en amplitud (a dalt) i en fase (a baix) dels components vertical (a) i horitzontals (b i c).

L'OBS porta un sistema d'autoanivellament capaç de corregir la inclinació en un rang de $\pm 10^\circ$. La Figura 2.5 mostra el calibratge de l'inclinòmetre biaxial de què disposa l'OBS per mesurar el seu angle d'inclinació, amb els valors que dona l'inclinòmetre a les ordenades i els angles corresponents a les abscisses.

Els sensors sísmics, així com el digitalitzador, són dins un receptacle fet de titani de grau 5 (Figura 2.6). Aquest material, un aliatge de titani (Ti-6Al-4V), es caracteritza per la seva resistència a la corrosió per fissures i erosió, fins i tot en aigua de mar. Aquest comportament el fa especialment adequat per a aplicacions marines i submarines. La carcassa té forma cilíndrica, de 50 cm de diàmetre i 12 cm d'alçada, i té tres potes també cilíndriques acabades en forma de con, de 15 cm d'alçada i 10 cm de diàmetre, aproximadament. Cada una d'aquestes potes conté un dels components del sensor sísmic, amb la idea que quedin enterrades al fons marí. El recipient va tancat amb una tapa circular on es fan les connexions al cable de dades i al sensor de pressió. Pesa al voltant de 80 kg

fora de l'aigua i 50 kg a l'aigua. S'hi varen instal·lar proteccions contra sobretensions transitòries.

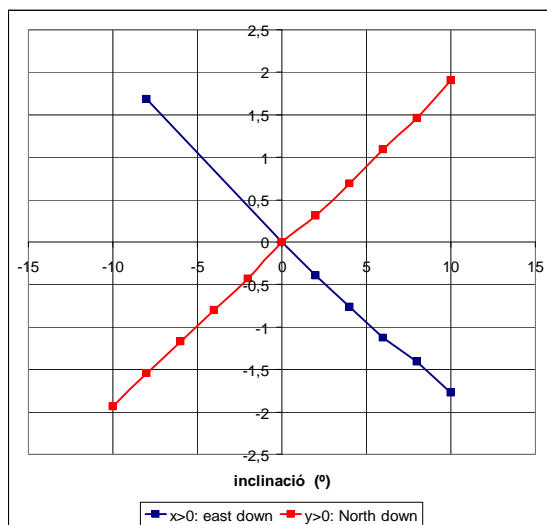


Figura 2.5: Calibratge de l' inclinòmetre inclòs a l'OBS.

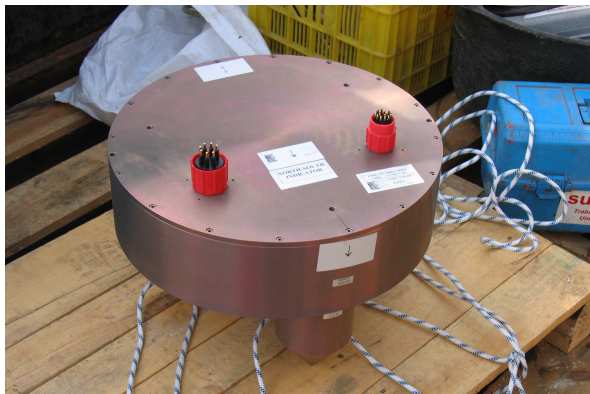


Figura 2.6: Receptacle de titani de l'OBS, que conté els tres components del sensor sísmic (CMG-3T) i el digitalitzador

2.1.1.2. Sensor diferencial de pressió

El sensor diferencial de pressió, DPG (sigles en anglès de *Differential Pressure Gauge*) (Figura 2.7), mesura la diferència de pressió entre l'exterior del sensor i una referència establerta dins un contenidor rígid ple d'oli de silicona (dimetilpolisiloxà). El flux de l'oli a través d'un tub capil·lar fa que la pressió de referència s'equilibri amb la de la mar a períodes llargs de temps. Això permet la detecció de petites fluctuacions de pressió en

presència de les altes pressions del fons marí (Cox *et al.*, 1984). El sensor, fabricat per la Scripps Institution of Oceanography, és de forma cilíndrica, fa 15 cm de diàmetre per 20 cm d'alçada i pesa 5 kg fora de l'aigua, aproximadament. Té resposta plana entre 2 Hz i 500 s. Güralp Systems Ltd. n'ha adaptat l'estructura a les necessitats de la instal·lació i n'ha facilitat la resposta, entre 5 Hz i 20 s, com es mostra a la Figura 2.8.



Figura 2.7: Sensor diferencial de pressió.

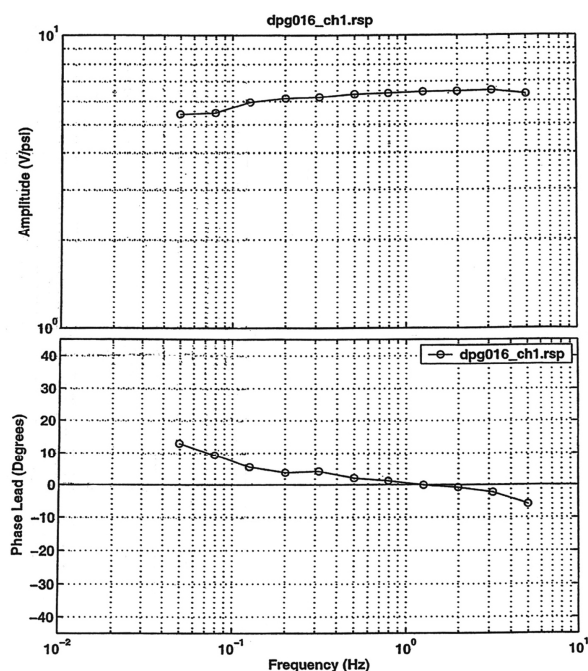


Figura 2.8: Corba de resposta del DPG.

2.1.1.3. Digitalitzador

El digitalitzador és del model CMG-DM24, fabricat per Güralp Systems Ltd., de 24 bits i un rang dinàmic superior a 140 dB. Adquireix 8 canals de dades del sensor sísmic i el DPG amb intervals de mostreig de 100 mostres per segon i 1 mostra per segon, juntament amb 8 canals addicionals amb informació sobre l'estat dels sistema i dades ambientals

El digitalitzador porta inclòs un sistema de sincronització amb el GPS i un controlador de l'autoanivellador. La Taula 2.3 mostra la calibratge del digitalitzador.

Taula 2.3: Calibratge del digitalitzador

| Canals de velocitat (100 mostres/s) | | |
|--|------------------|----------------------------|
| Canal | OBSZ4 (vertical) | 3.153 $\mu\text{V/compte}$ |
| | OBSN4 (N-S) | 3.147 $\mu\text{V/compte}$ |
| | OBSE4 (E-W) | 3.159 $\mu\text{V/compte}$ |
| Canals de posició de massa (100 mostres/s) | | |
| Canal | OBSM8 (vertical) | 0.271 $\mu\text{V/compte}$ |
| | OBSM9 (N-S) | 0.270 $\mu\text{V/compte}$ |
| | OBSMA (E-W) | 0.271 $\mu\text{V/compte}$ |
| Canal del sensor diferencial de pressió | | |
| OBSX4 (DPG) | | 3.161 $\mu\text{V/compte}$ |

2.1.1.4. Cables

El 2005 es va fer un muntatge amb dos cables: un d'alimentació i transmissió de dades i un altre de càrrega, que tenia com a finalitat suportar les tensions mecàniques. Aquests dos cables anaven units per peces de plàstic o plàstic i plom que tenien com a finalitat fer de llast perquè no suessin un cop despleats (Frontera, 2006). El 2007, en canvi, es va simplificar el muntatge utilitzant un sol cable d'alimentació i transmissió de dades, de 750 m de llargària i 26 mm de diàmetre, suficientment reforçat per suportar les tensions i prou pesat com per quedar dipositat al fons marí.

2.1.1.5. Registrador

A la plataforma, al peu de l'antena VSAT (*Very Small Aperture Terminal*), s'hi va instal·lar un armari estanc i ignífug que compleix els requeriments de seguretat de la plataforma petrolífera (Figura 2.9) en el qual hi ha un mòdul d'alimentació i comunicacions amb tres funcions fonamentals. D'una banda, està connectat a un sistema d'alimentació ininterrompuda (SAI) que, al seu torn, està endollada a la xarxa elèctrica de la plataforma. El mòdul de comunicacions inclou una font d'alimentació AC-DC, la funció de la qual és transformar els 220 V_{AC} a 50 Hz provinents del SAI en 48 V_{DC} que necessiten els sensors i el digitalitzador.

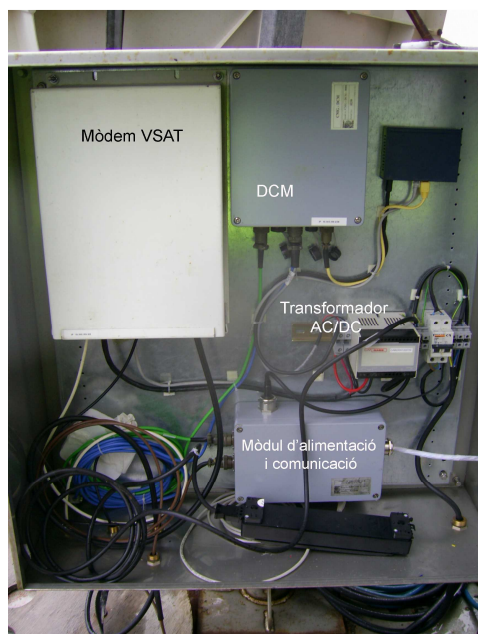


Figura 2.9: Imatge de l'armari situat al peu de l'antena VSAT i que conté el mòdul d'alimentació i comunicació, el DCM i el mòdem VSAT (foto: Toni Marcè i Albert Marçal).

D'altra banda, el mòdul de comunicacions porta un adaptador RS 422-232, simètric al que incorpora el receptacle submarí. Aquests mòduls permeten la comunicació bidireccional entre el digitalitzador i el mòdul de comunicacions de la plataforma, mitjançant el cable submarí. A més, disposa d'un receptor de GPS que genera les dades de temps cada cert interval i el senyal pps (pols per segon). El mòdul de comunicacions també porta proteccions contra sobretensions transitòries.

Finalment, les dades passen a un DCM (*Digital Communication Module*) que connecta amb un mòdem VSAT, a través del qual l'antena VSAT rep les dades i les transmet.

2.1.1.6. Antena VSAT

La funció de l'antena VSAT és transmetre el senyal en temps real al centre de recepció de dades de la xarxa sísmica de Catalunya a Barcelona. És idèntica a la resta d'antenes utilitzades a la xarxa, de l'empresa Prodelin. Fa 1.8 m de diàmetre i pesa uns 80 kg. La Figura 2.10 mostra l'antena VSAT i l'armari durant les tasques d'instal·lació a la plataforma.

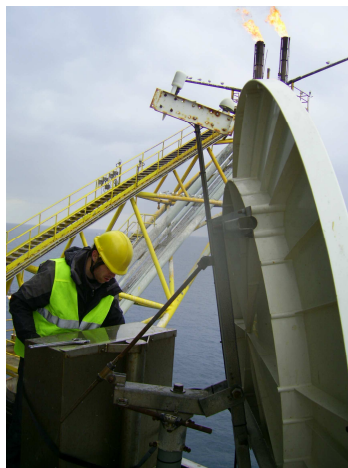


Figura 2.10: Antena VSAT i armari durant les tasques d'instal·lació a la plataforma (foto: Toni Marcè).

2.1.1.7. Software

Les dades es gestionen amb el programa Scream!, desenvolupat per Güralp Systems Ltd. Permet enregistrar i visualitzar les dades de tots els canals, així com controlar remotament els sensors per bloquejar, desbloquejar i centrar les masses, mesurar l'anivellament dels sensors i configurar el sistema.

2.1.2. Instal·lació

El mes d'agost de 2005 es varen instal·lar per primer cop l'OBS i el DPG del projecte Casablanca. Per causes tècniques es varen haver de recuperar durant l'estiu següent. El juliol de 2007 es va realitzar la instal·lació segons la qual funciona actualment la instrumentació.

2.1.2.1. Instal·lació 2005

Durant la setmana de dia 8 a dia 14 d'agost de 2005 es varen instal·lar l'OBS i el DPG a les immediacions de la plataforma Casablanca (Frontera, 2006), tal com s'esquematitza a la Figura 2.11. Les potes varen quedar parcialment enterrades, tant com va permetre el propi pes de l'OBS.

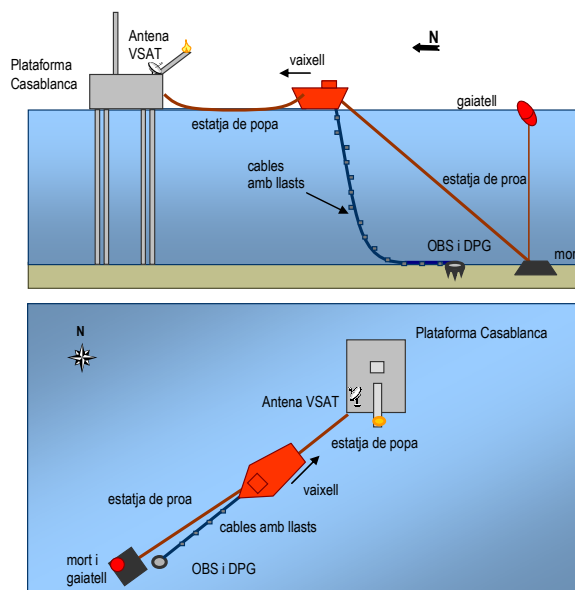


Figura 2.11: Esquema de la planificació feta per a la maniobra d'instal·lació de 2005 de l'OBS i de llançament dels cables fins a la plataforma (Frontera, 2006).

Per controlar el funcionament de l'operació, un robot submarí (ROV) n'envià imatges que es podien visualitzar des del vaixell.

El sensor va quedar instal·lat a $40^{\circ} 42' 46.204''$ N, $1^{\circ} 21' 20.808''$ E (WGS84) a 150 m de fondària. Es va mesurar l'orientació de l'OBS mitjançant l'indicador del *backazimuth* del ROV. El component nord del sensor va quedar orientat en direcció 113° .

Des del vaixell i amb un ordinador portàtil es va fer un control continu del senyal. Es va comprovar la inclinació del sensor, que estava a 6° , dins els marges d'anivellament automàtic de l'OBS ($\pm 10^{\circ}$).

Un cop instal·lat el sensor es va navegar fins a la plataforma, tot deixant anar a la mar els cables adequadament llastrats, de manera que quedessin soterrats als sediments. A la plataforma es varen fer les connexions necessàries als equips prèviament instal·lats per emmagatzemar les dades sísmiques.

2.1.2.2. Instal·lació juliol 2007

Durant el mes de juliol de 2007, com s'ha dit més amunt, es va portar a terme la instal·lació segons la qual està en funcionament la instrumentació actualment. Es va

conservar la filosofia de la primera instal·lació, però s'hi introduïren algunes modificacions per obtenir dades de millor qualitat. Es va fer un clot al llit marí amb una mànega d'aigua a pressió. Va introduir-s'hi l'OBS, tot controlant l'anivellament dels sensors mitjançant un ordinador portàtil des del vaixell. A continuació es va tapar amb grava, de manera que el sensor va quedar enterrat, a diferència de la instal·lació de 2005, com es mostra a la Figura 2.12. A més, el DPG es va allunyar de l'OBS respecte la primera instal·lació.

Un cop a la plataforma, es va protegir el cable introduint-lo en un tub de PVC lligat a la pota sud-oest, des de la superfície fins a uns 50 m de fondària, per evitar que els cops de mar el deterioressin.

Les coordenades de l'OBS després de la segona instal·lació són $40^{\circ} 42' 47.085''$ N, $1^{\circ} 21' 22.222''$ E (WGS84) i 150 m de fondària. L'orientació es va mesurar amb el ROV, segons el qual el component nord de l'OBS té un *backazimuth* d'uns 200° .



Figura 2.12: Imatge presa pel ROV de la instal·lació dels sensors de l'emplaçament Casablanca l'any 2005 (esquerra) i l'any 2007 (dreta).

2.1.3. Integració a la xarxa sísmica de Catalunya

L'any 1985, el Servei Geològic de Catalunya inicià la instal·lació d'una xarxa sísmica en territori català, amb la finalitat de millorar el coneixement de la sismicitat de la regió. La xarxa no només s'ha mantingut sinó que s'ha anat potenciant amb la incorporació de noves tecnologies. Al 1999, començà la renovació de la instrumentació de la xarxa sísmica de Catalunya amb dos nous objectius: d'una banda poder subministrar informació ràpida als serveis de Protecció Civil i, de l'altra, millorar la qualitat dels registres sísmics. La tardor de 2009 hi ha 15 sismògrafs de banda ampla, de tres components i de gran rang dinàmic i 3

acelerògrafs en funcionament, els emplaçaments dels quals es mostren a la Figura 2.13. Al sismòmetre de fons marí se li ha assignat el codi de registre internacional COBS.

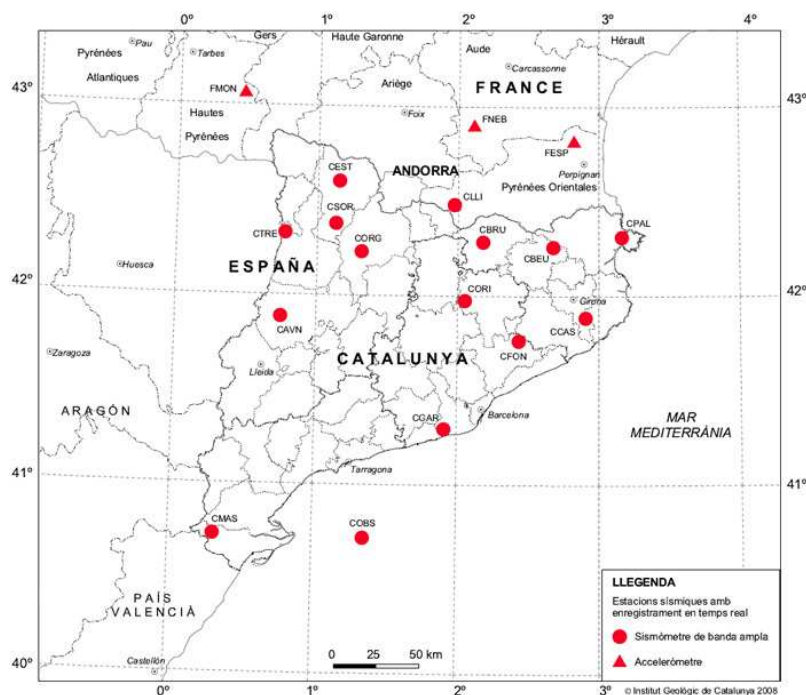


Figura 2.13: Situació de les estacions sísmiques VSAT. El senyal es rep en temps real al centre de recepció de dades a Barcelona (Institut Geològic de Catalunya, 2008, www.igc.cat)

La transmissió de les dades digitals està basada en una plataforma VSAT mitjançant el satèl·lit Hispasat-1D, i es realitza de forma contínua i en temps real. Les dades són enregistrades al centre de recepció de dades de Barcelona.

La Figura 2.14 il·lustra de forma esquemàtica el funcionament del sistema de recepció de dades, que és modular i accepta diferents formats de dades i protocols, de manera que permet l'intercanvi de dades amb altres institucions (Instituto Geográfico Nacional, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Observatori de l'Ebre, Real Instituto y Observatorio de la Armada, Observatory and Research Facilities for European Seismology). Per exemple, l'Observatori de l'Ebre rep el senyal de COBS per ADSL.

El sistema automàtic de detecció i localització d'epicentres en temps real està basat en mòduls Earthworm i altres eines desenvolupades específicament a l'IGC. Si bé actualment l'estació COBS no contribueix a les localitzacions automàtiques, quan el sistema automàtic detecta un sisme, el senyal de COBS s'analitza manualment, junt amb les altres estacions

de la xarxa. Aquesta informació es publica a la pàgina web de l'Institut Geològic de Catalunya (www.igc.cat).

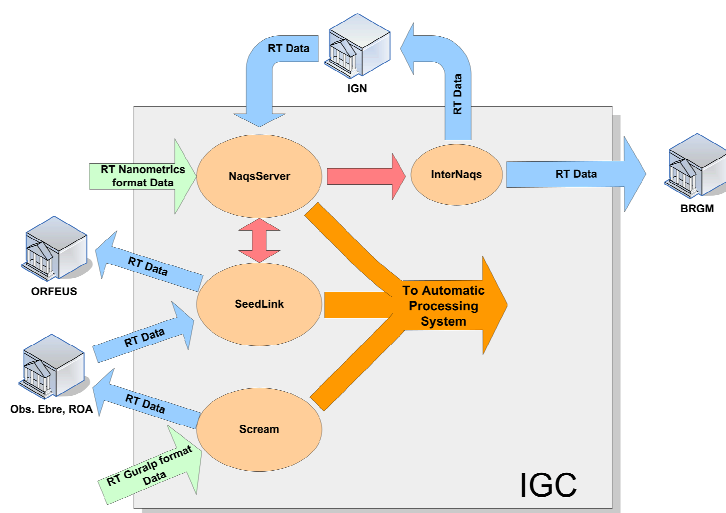


Figura 2.14: Esquema del funcionament del sistema de recepció de dades sísmiques de la xarxa sísmica de Catalunya (Olivera *et al.*, 2008).

La Figura 2.15 mostra l'exemple d'un sisme amb epicentre a uns 30 km de l'estació COBS.

Durant el període de funcionament de l'OBS Casablanca, el sismòmetre submarí ha enregistrat sismes locals (0.33° W - 4° E; 40.17° N - 43.33° N) de magnitud (Ml) entre 1.4 i 4.2. A la Figura 2.16 es representa la magnitud d'aquests sismes en funció de la distància entre l'epicentre i l'OBS. Els sismes detectats de magnitud més petita, entre 1.4 i 2.2, tenen l'epicentre situat a menys de 150 km de distància, com són els de la costa del Baix Camp i el Tarragonès, o els del Baix Penedès, el Priorat o el Montsià. També s'han enregistrat sismes amb epicentre situat entre 150 i 250 km de distància (Gironès, Selva i Vall d'Aran), de magnitud no inferior a 2.4. Els sismes locals més allunyats de l'OBS, amb epicentre a més de 250 km, són els dels Alts Pirineus i la seva magnitud és superior a 3.5. Tanmateix, cal disposar d'un període d'observació més prolongat per obtenir valors significatius des del punt de vista estadístic.

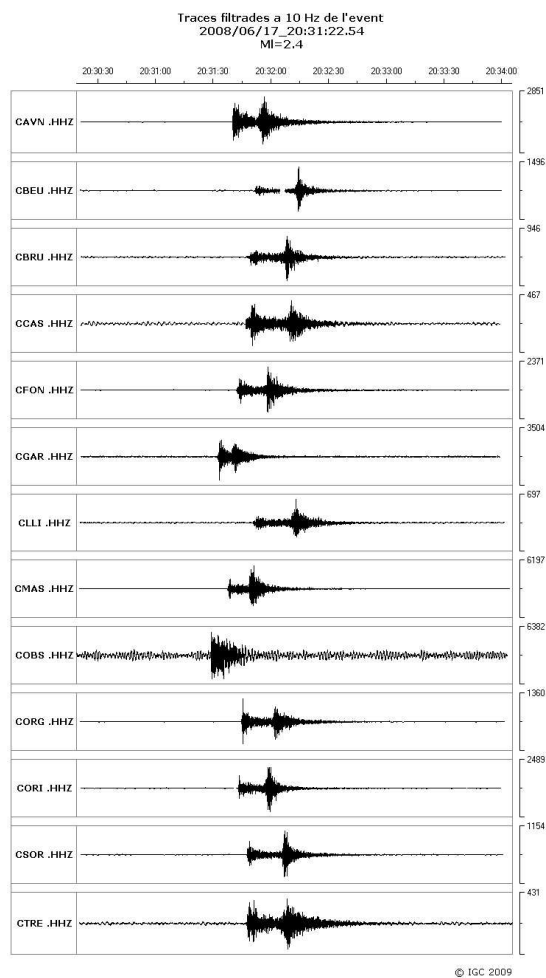


Figura 2.15: Senyal sísmic corresponent a un sisme de dia 17 de juny de 2008 ($M_I = 2.4$), amb epicentre a uns 30 km de l'OBS.

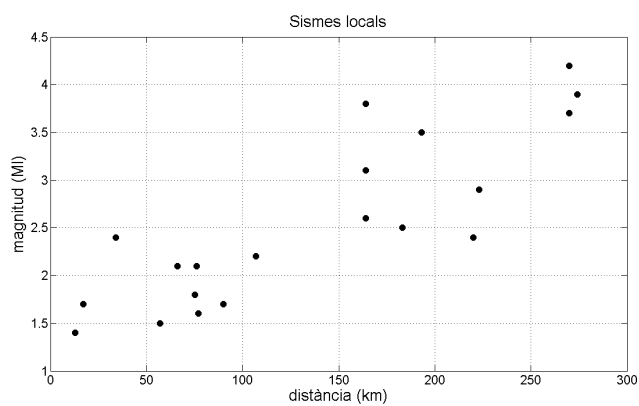


Figura 2.16: Magnitud M_I dels sismes locals enregistrats per l'OBS des de novembre de 2007 a desembre de 2008 en funció de la distància de l'epicentre al sensor.

A més, l'OBS Casablanca ha enregistrat sismes regionals, ocorreguts fora de l'àrea definida més amunt pels sismes locals i a una distància de fins a 3000 km. Se'n mostren dos exemples amb epicentre a Algèria (Figura 2.17) i a Grècia (Figura 2.18).

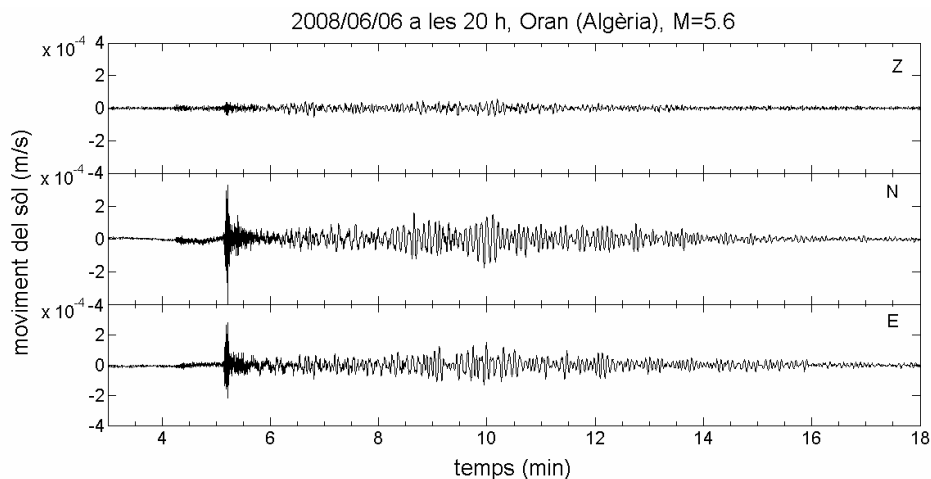


Figura 2.17: 13 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 6 de juny de 2008 amb epicentre a Oran (Algèria), M=5.6.

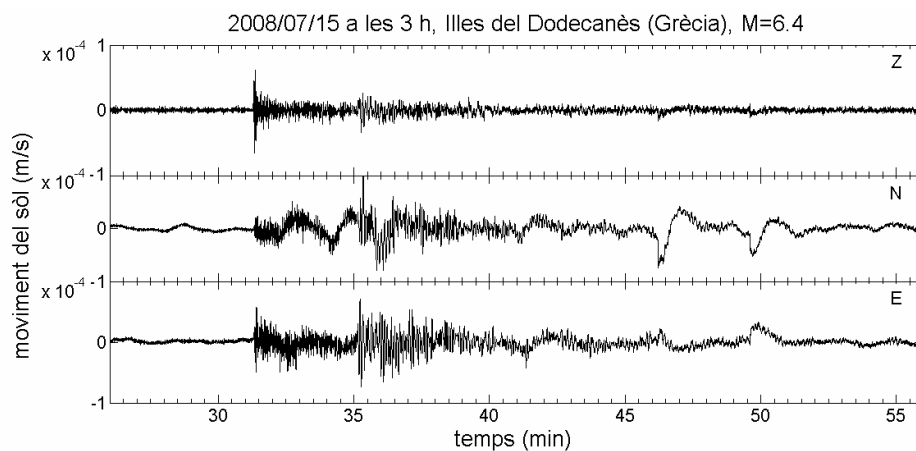


Figura 2.18: 31 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 15 de juliol de 2008 amb epicentre a les Illes del Dodecanès (Grècia), M=6.4.

L'OBS també ha enregistrat senyals de bona qualitat de telesismes (terratrèmols amb epicentre a una distància superior a 3000 km), tal com es mostra a la Figura 2.19.

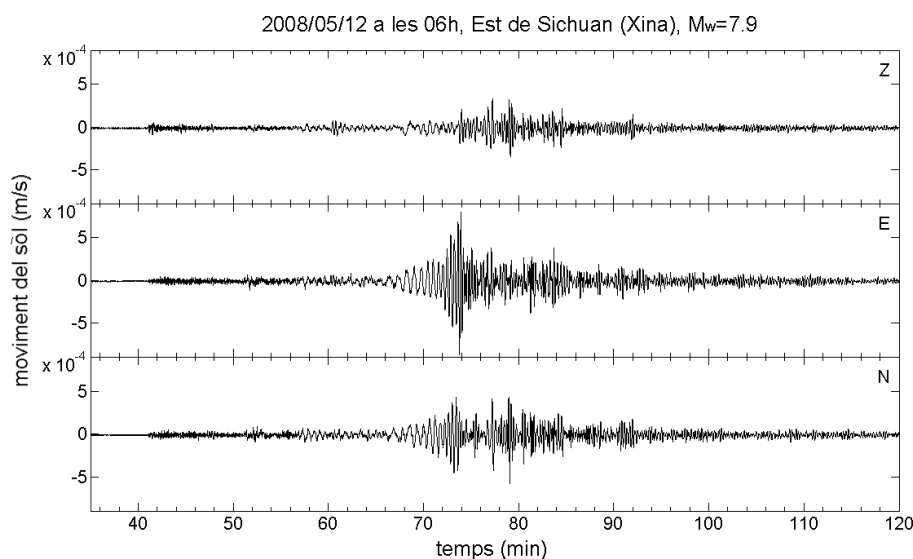


Figura 2.19: 85 minuts de senyal a 100 mostres per segon enregistrat per l'OBS, sense filtrar, del sisme de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), $M_w=7.9$.

2.1.4. Orientació de l'OBS a partir de registres de telesismes

L'orientació observada pel ROV es va contrastar mitjançant un mètode alternatiu consistent a l'estudi de la polarització de primeres arribades d'ones P i d'ones Rayleigh de terratrèmols llunyans enregistrats per l'OBS. El senyal es va filtrar passa-baixes a 0.2 Hz, per eliminar l'efecte de les heterogeneïtats de petita escala de l'escorça.

La Figura 2.20 mostra l'estudi de polarització de l'ona P realitzat per al sisme de l'Est de Sichuan (Xina) de dia 12 de maig de 2008 ($M=7.9$). L'epicentre d'aquest terratrèmol té un *backazimuth* de 59° respecte de la posició de l'OBS. S'han pres els 19 primers segons del senyal enregistrat a l'OBS a partir de la primera arribada de l'ona P i s'ha representat el component N-S en funció del component E-W de l'OBS.

Com es pot observar el moviment de la partícula segueix sempre una mateixa tendència. S'ha calculat un ajust lineal per quantificar el pendent d'aquesta tendència i, en aquest cas, s'obté:

$$y = 1.3x + 2.8 \cdot 10^{-6}$$

L'ordenada a l'origen hauria de ser nul·la i, com es veu, pràcticament ho és

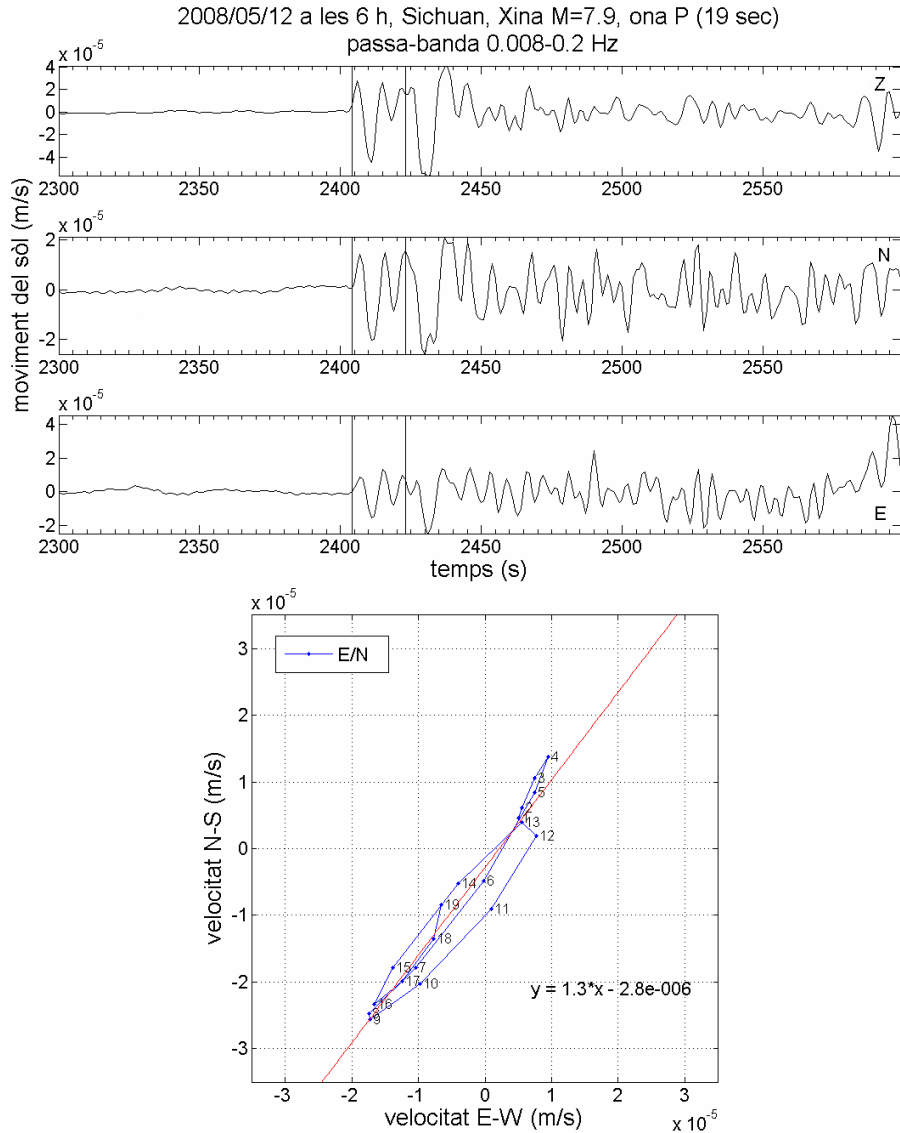


Figura 2.20: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sísm de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), M=7.9 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 19 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell).

El *backazimuth* aparent de l'epicentre del sísm de Sichuan respecte l'OBS és, per tant:

$$Baz_{OBS}(Sichuan) = 90^\circ - \text{atg}(1.3) = 37^\circ$$

Com que el *backazimuth* real de l'epicentre és conegut (59°), es pot calcular el *backazimuth* del component N-S de l'OBS:

$$Baz(OBS) = 59^\circ - 37^\circ = 22^\circ$$

D'aquesta manera es determina la direcció de l'eix N-S de l'OBS, però no el sentit, és a dir, hi ha una ambigüitat de 180°. Aquesta ambigüitat es pot resoldre o bé a partir del sentit de la primera arribada de l'ona P del senyal del component vertical, o bé mitjançant l'anàlisi de polarització de les ones superficials.

Aquesta operació s'ha repetit per a sis sismes llunyans que es llisten a la Taula 2.4., i se n'ha calculat la mitjana. A l'Annex A es mostren les figures equivalents per a la resta de sismes.

Taula 2.4: Característiques dels terratrèmols enregistrats a l'OBS amb què s'ha calculat la seva orientació, analitzant les ones P. El sisme marcat amb * és el que s'ha utilitzat per resoldre l'ambigüitat de 180°, analitzant-ne les ones Rayleigh.

| Zona epicentral | Data | Hora | Lat (°) | Long (°) | Baz. (°) | Dist. (°) | M _s | Baz. comp. N OBS (°) |
|--------------------------|------------|-------|---------|----------|----------|-----------|----------------|----------------------|
| Xinjiang - Xizang, Xina | 20/03/2008 | 22:33 | 35.57 | 81.80 | 67 | 61 | 7.2 | 14 / 194 |
| Est de Sichuan, Xina* | 12/05/2008 | 06:28 | 31.02 | 103.37 | 59 | 78 | 7.9 | 22 / 202 |
| Dorsal Atlàntica Central | 23/05/2008 | 19:35 | 7.67 | -35.20 | 234 | 47 | 6.4 | 189 / 9 |
| Islàndia | 29/05/2008 | 15:45 | 62.79 | -21.50 | 335 | 25 | 6.3 | 200 / 20 |
| Illes Sta. Cruz | 19/07/2008 | 09:27 | -14.87 | 157.30 | 30 | 146 | 6.7 | 13 / 193 |
| Mar d'Okhost | 24/11/2008 | 09:02 | 53.87 | 154.50 | 16 | 81 | 7.3 | 16 / 196 |

Així, el *backazimuth* mitjà per als telesismes estudiats és de 16° amb una desviació estàndard de $\sigma = 4^\circ$.

Per resoldre l'ambigüitat de 180° s'ha utilitzat, en primer lloc, el registre del sisme de la mar d'Okhost de dia 24 de novembre de 2008. La Figura 2.21 mostra el senyal al voltant de la primera arribada enregistrat per l'OBS a tots tres components i el polarigrama del senyal seleccionat. Es pot observar que la primera arribada del senyal del component vertical va per avall, indicant una dilatació, és a dir, el primer moviment apunta a l'epicentre. Com que els primers punts del polarigrama E/N també van per avall, és a dir, cap al sud en el sistema de referència E-W i N-S de l'OBS, l'epicentre es troba al sud de l'OBS. En aquest cas, ja que el *backazimuth* aparent és 180° (veure Figura 2.21) i tenint en

compte el *backazimuth* de l'epicentre, 16° , es conclou que el *backazimuth* del component N-S de l'OBS és $196^\circ \pm 4^\circ$.

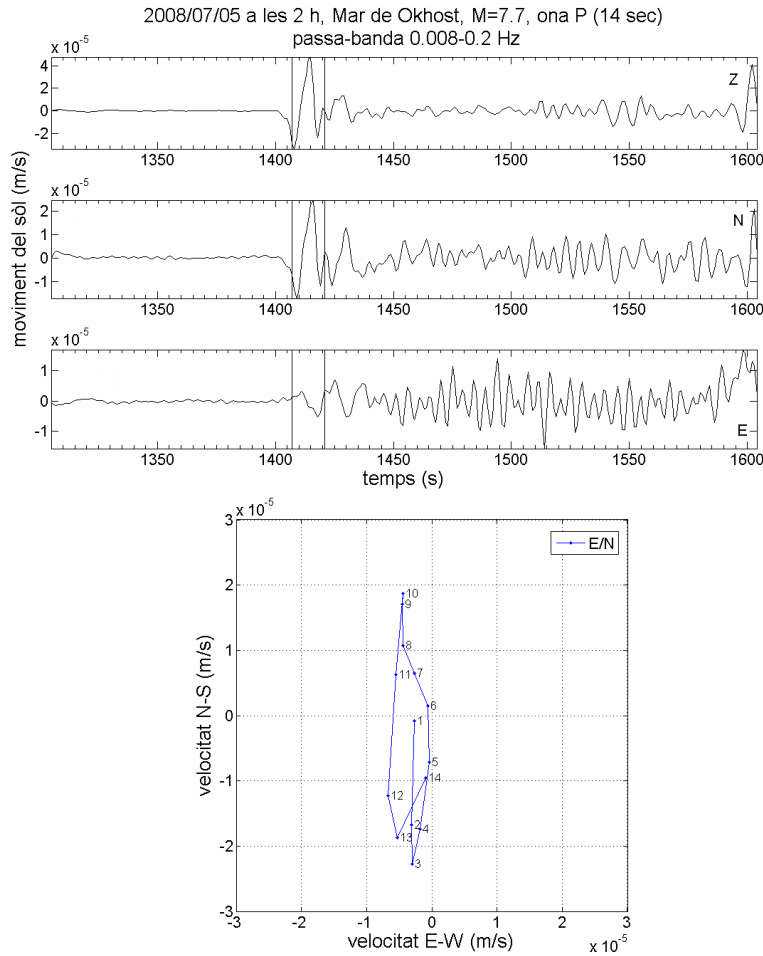


Figura 2.21: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 5 de juliol de 2008 amb epicentre a la mar d'Okhost (Japó), $M=7.7$ (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 14 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau).

Per verificar aquest resultat s'ha utilitzat una de les propietats de les ones Rayleigh, que és la seva polarització el·líptica, amb moviment de la partícula en un pla normal a la superfície i paral·lel a la direcció de propagació de les ones. Aquest moviment és retrògrad respecte del sentit de propagació. S'ha reprès el sisme de Sichuan per realitzar aquesta anàlisi, com es mostra a la Figura 2.22.

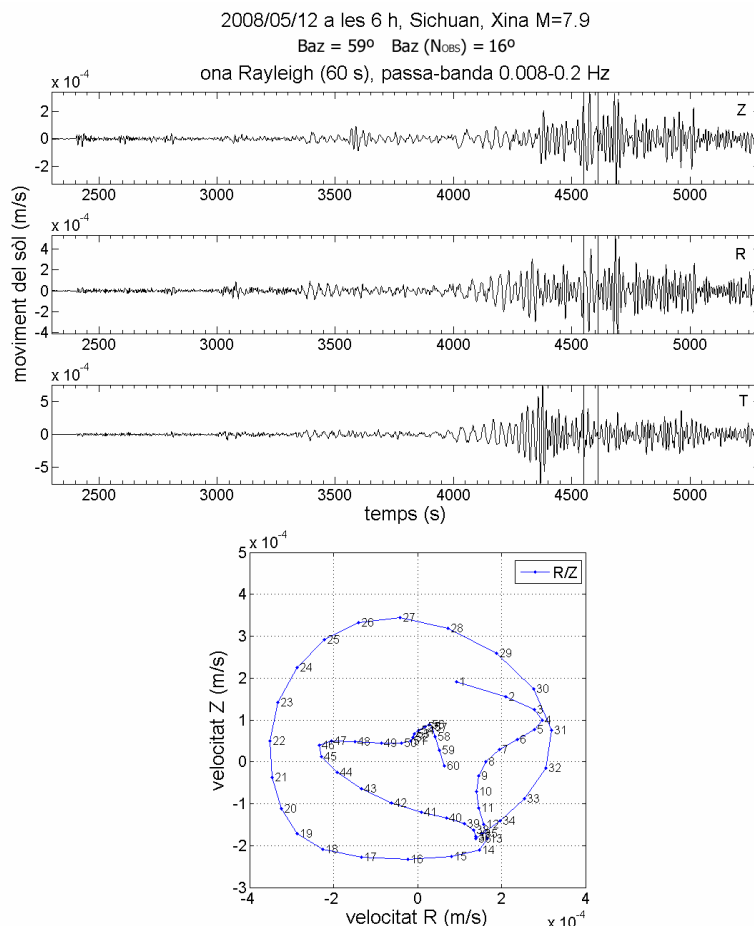


Figura 2.22: 50 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 12 de maig de 2008 amb epicentre a l'est de Sichuan (Xina), M=7.9 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 60 segons al voltant de les ones Rayleigh utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal del component vertical i del component radial, suposant que el *backazimuth* del component N-S de l'OBS és de 15° (a baix en blau). Es pot observar que el sentit de gir de la partícula és horari.

Un cop calculada la direcció de l'eix N-S de l'OBS, s'ha rotat el senyal dels components horitzontals per obtenir els components radial i transversal respecte l'epicentre, suposant que el *backazimuth* de l'OBS és 16°. S'ha pres un fragment de les ones Rayleigh (60 s) i s'ha representat el component vertical respecte del radial. Tot seguint la numeració dels punts, es pot veure que en aquest cas el moviment de la partícula seria directe (*prograde*), en comptes de retrògrad i, per tant, la suposició que el *backazimuth* de l'OBS és 16° és incorrecta. Així, es pot afirmar que el component N-S de l'OBS està orientat amb un *backazimuth* de 196°, resultat coherent amb el que s'ha obtingut a partir de l'anàlisi de la primera arribada de les ones P per al sisme amb epicentre a la mar d'Okhost.

3. Soroll sísmic ambiental: base teòrica

El soroll sísmic ambiental està constituït per senyals procedents de diverses fonts de durada indefinida, no localitzades, ni relacionades entre elles. És considerat un procés estocàstic estacionari, sense un espectre de fases definit, a diferència dels senyals sísmics transitoris emesos per fonts localitzades i de durada finita (Bormann, 2002).

Un dels objectius d'un estudi de soroll sísmic ambiental és l'avaluació de la qualitat d'un emplaçament, que pot afectar la qualitat del propi registre. Així, una bona quantificació i coneixement del soroll és el primer pas per reduir-ne el nivell a les dades sísmiques (Stutzman *et al.*, 2000). L'existència de llocs permanents de registre amb instrumentació estable i aïllament raonable respecte les influències ambientals permet la realització de mesures comparatives tant de soroll sísmic com de senyal generat per terratrèmols en una banda de freqüències ampla. Aquestes condicions possibiliten una avaluació més fidedigna dels llocs de mesura apropiats per a la detecció i localització de sismes, així com per altres anàlisis sismològics, estudis de mecanisme a la font o tomografia de l'estructura de la Terra, de la qual es parlarà als capítols sis i set.

3.1. Quantificació del soroll sísmic ambiental

El senyal emès per una font sísmica, tant si es tracta d'una explosió com d'un terratrèmol, es pot modelitzar per una funció esglaó de desplaçament més o menys complexa, és a dir, un impuls de velocitat de durada finita que pot anar des dels mil·lisegons fins a un màxim d'alguns minuts.

Segons el teorema de Fourier, una funció transitòria arbitrària $f(t)$ en el domini temporal es pot representar per una funció equivalent $F(\omega)$ en el domini freqüencial anomenada transformada de Fourier i definida com a:

$$f(t) = (2\pi)^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad \text{Eq. 3.1}$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \exp(-i\omega t) dt = |F(\omega)| \exp(i\phi(\omega)) \quad \text{Eq. 3.2}$$

on ω és la freqüència angular i ϕ , la fase.

A causa de la natura estocàstica del soroll sísmic, la integral de l'Eq 3.2 no convergeix. Per tant, no té un espectre de fases definit. Així, per quantificar el soroll sísmic s'ha de determinar la densitat de potència espectral $P(\omega)$ (PSD, *Power Spectral Density*). La PSD es defineix com la transformada de Fourier de la funció d'autocorrelació $p(\tau) = \langle f(t) f(t+\tau) \rangle$, on el símbol $\langle \rangle$ indica el càlcul de la mitjana en el temps t , és a dir:

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) \exp(-i\omega \tau) d\tau \quad \text{Eq. 3.3}$$

En funció de si $f(t)$ és un desplaçament, una velocitat o una acceleració, $P(\omega)$ té unitats de m^2/Hz , $(\text{m/s})^2/\text{Hz}$ o $(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$, respectivament (Bormann, 2002).

El moviment oscil·latori del sòl $x(t)$ del soroll sísmic (igual que els termes harmònics d'un senyal transitori) es pot aproximar per ones sinusoidals tipus $x(t) = a_d \sin(\omega t)$, on a_d és l'amplitud del desplaçament. Per tant, quan es converteixen els desplaçaments a velocitats dx/dt , o a acceleracions d^2x/dt^2 , les amplituds de les respectives velocitats o acceleracions són $a_v = a_d \omega$ i $a_a = a_d \omega^2$. Així, coneixent la PSD del desplaçament $P_d(\omega)$, es poden calcular

els valors respectius de la PSD de velocitat $P_v(\omega)$ i acceleració $P_a(\omega)$, que es relacionen de la següent manera:

$$P_v(\omega) = P_d \omega^2 = 4\pi^2 f^2 P_d \quad \text{Eq. 3.4}$$

$$P_a(\omega) = P_d \omega^4 = 16\pi^4 f^4 P_d = 4\pi^2 f^2 P_v \quad \text{Eq. 3.5}$$

El 1980, Aki i Richards varen publicar un model de corbes de soroll per a estacions en roca, basant-se en estudis de soroll fets a tot el món, fixant un límit inferior (lloc tranquil) i un de superior (lloc sorollós) com a referència per a posteriors estudis. Varen donar els resultats en $(\text{cm/s})^2/\text{Hz}$. La Figura 3.1 mostra aquests models.

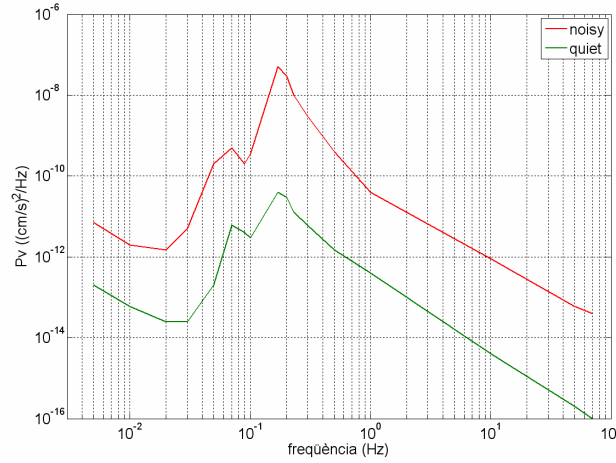


Figura 3.1: Models de soroll d'un emplaçament en roca tranquil (*quiet*) i sorollós (*noisy*) segons Aki i Richards (1980).

El senyal sísmic relatiu o potència de soroll $(a_2/a_1)^2$, se sol expressar en unitats de dB (decibel). La diferència de potència en dB és:

$$10\log[(a_2/a_1)^2] = 20\log(a_2/a_1) \quad \text{Eq. 3.6}$$

D'aquesta manera, la densitat de potència espectral en unitats de dB referits a $1 (\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$, Eq. 3.5, es pot expressar com a:

$$P_a[\text{dB}] = 10\log(P_a[(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}]) \quad \text{Eq. 3.7}$$

Si se substitueix el període $T=1/f$ (en s) per la freqüència f a les expresssions Eq. 3.4 i 3.5, s'obté:

$$P_v[dB] = P_a[dB] + 20\log(T/2\pi) \quad \text{Eq. 3.8}$$

$$P_d[dB] = P_a[dB] + 40\log(T/2\pi) = P_v[dB] + 20\log(T/2\pi) \quad \text{Eq. 3.9}$$

El 1993, Peterson va refinar els models que s'havien utilitzat fins llavors, a partir de dades obtingudes a 75 emplaçaments distribuïts a tota la superfície terrestre. Publicà dues corbes, una pel nivell de soroll baix (NLNM, *New Low Noise Model*) i una pel nivell de soroll alt (NHNM, *New High Noise Model*), dibuixades a la Figura 3.2. Les dades són en dB referits a $(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$. Aquest model representa l'estàndard acceptat actualment pels límits esperats de soroll sísmic.

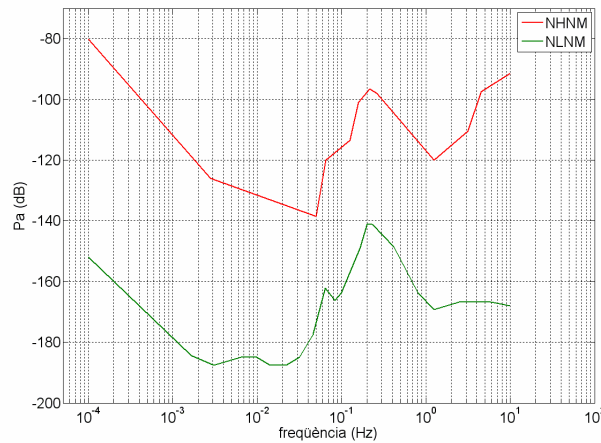


Figura 3.2: Models de soroll d'un emplaçament en roca tranquil (*New Low Noise Model*, NLNM) i sorollós (*New High Noise Model*, NHNM) segons Peterson (1993).

3.2. Causes i característiques del soroll sísmic ambiental

Les fonts de soroll són molt diverses i cada banda de freqüències n'està caracteritzada per un tipus (Bormann, 2002). La descripció de les causes i característiques del soroll sísmic ambiental s'esquematitzarà en tres bandes en funció de les freqüències que compregui: llarg període per sota de 0.1 Hz; banda microsísmica entre 0.1 i 5 Hz; i alta freqüència de 5 a 50 Hz (Webb, 1998).

3.2.1. Banda microsísmica

Als dos models de soroll (Aki i Richards, 1980; Peterson, 1993), mostrats a la Figura 3.1 i la Figura 3.2, s'hi observen dos pics: l'anomenat pic microsísmic primari, sobre 0.07 Hz i el secundari, entorn de 0.2 Hz. El pic primari s'origina a zones d'aigües poc profundes a

prop de la costa. L'energia de l'ona es converteix en energia sísmica mitjançant variacions verticals de pressió, o bé per l'impacte de les ones a la vora. Haubrich *et al.* (1963) varen comparar l'espectre microsísmic i el de l'onatge a les platges i demostraren una relació molt estreta entre els dos conjunts de dades.

D'altra banda, l'energia del pic secundari és generada per la superposició de dues ones d'igual període que viatgen en sentit oposat, generant així ones de gravetat estacionàries de la meitat de període (Longhet-Higgins, 1950). Aquestes ones causen pertorbacions no lineals de pressió que es propaguen sense atenuar-se fins al fons marí. La Figura 3.3 explica gràficament tots dos mecanismes.

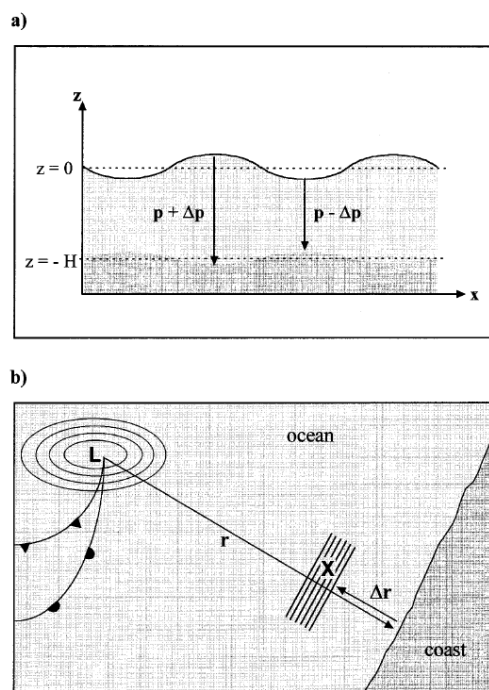


Figura 3.3: Esquemes de la generació dels pics microsísmics primari (a) i secundari (b) (Friedrich *et al.*, 1998)

Com es veu a la part b, l'àrea d'interferència X pot ser a la mar, relativament a prop de la costa, on una zona de baixes pressions (L) genera les ones que es propagaran a continuació, i que se superposen amb les ones que es propaguen en direcció oposada després de ser reflectides a la costa. Però també es pot situar al mig de l'oceà, on les ones, excitades abans a la part frontal de la zona de baixes pressions, interfereixin més tard amb ones generades per la part de darrera del cicló que està en moviment.

Les amplituds dels components horitzontal i vertical del soroll dels microsismes marins són similars. El moviment de les partícules és del tipus d'ona Rayleigh, és a dir, polaritzat el·lípticament al pla vertical de propagació (Bormann, 2002).

Cal destacar que el pic microsísmic secundari presenta períodes més curts ($T \approx 2$ a 4 s) quan es genera en mars interiors poc profunds o llacs, en lloc de generar-se als oceans. La forma de les interferències a la mar depèn de la geometria de la costa i poden provocar fenòmens de ressonància a badies, fiords o canals, com s'il·lustra a la Figura 3.4.

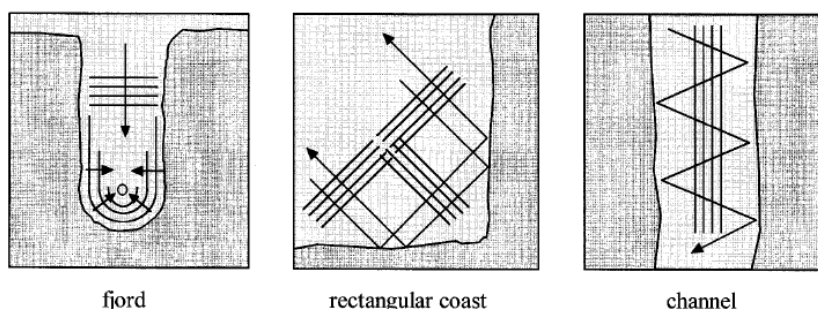


Figura 3.4: Exemples de diferents geometries de la línia de la costa que proporcionen les condicions per a la generació de pics microsísmics (Friedrich *et al.*, 1998).

Els microsismes s'atenuen poc i, per tant, es poden propagar centenars de kilòmetres terra endins. Com que són generats a zones relativament localitzades, observats des de lluny s'hi veu una puntualitat destacable en la seva part més energètica, tot i l'aleatorietat inherent de la font. Això permet localitzar les fonts de soroll i els seus moviments mitjançant *arrays* sísmics (Cessaro, 1994; Friedrich *et al.*, 1998).

3.2.2. Altes freqüències

A altes freqüències el soroll sísmic és típicament cultural, o bé causat pel vent i desplaçaments massius d'aigua. El soroll generat per activitat humana el produeix maquinària, tràfic rodat o ferroviari, etc. A la Figura 3.5 (McNamara i Buland, 2004) es veu un exemple de PSD per a un senyal que mostra el soroll produït per un cotxe a comparació amb el d'un registre poc sorollós.

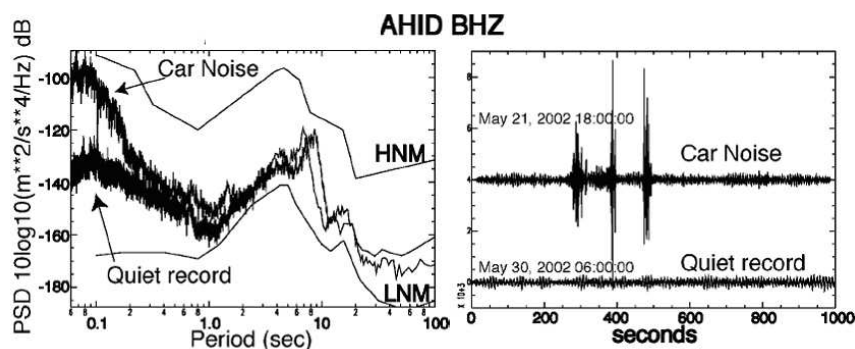


Figura 3.5: Esquerra: PSD de soroll de tràfic de cotxes i d'un registre amb un nivell de soroll baixa l'estació AHID (Aburn Hills, Idaho). Dreta: senyal corresponent a les PSD dibuixades a dalt (McNamara i Buland, 2004).

Les causes principals de la generació de soroll pel vent són la fricció amb el terreny, la vegetació o els edificis, que es balancegen i vibren. Segons Young *et al.*(1996), aquest soroll té una banda de freqüència bastant ampla, des de 0.5 Hz fins a 60 Hz. En general, hi ha una bona correlació entre nivells alts de soroll i velocitats grans de vent.

Si la generació del soroll és deguda a desplaçaments d'aigua, és a causa de cascades o ràpids a rius i torrents.

La majoria d'aquestes fonts estan distribuïdes de forma estacionària o en moviment, i les seves contribucions, provinents de diferents direccions, se superposen fins a crear un camp bastant complex i aleatori, aproximadament estacionari. Tot i així, una anàlisi de la polarització feta a partir del càlcul de la mitjana per a finestres mòbils de temps, sovint mostra un azimuth privilegiat que assenyalava alguna font de soroll localitzada. El moviment de la partícula per a registres de tres components indica una polarització de tipus ona Rayleigh (Bormann, 2002).

3.2.3. Llarg període

Si l'emplaçament és a terra, la font principal de soroll a baixes freqüències són els canvis de pressió atmosfèrica. Però si està situat al fons marí, el soroll s'atribueix a la mar de fons i als corrents marins (Peterson, 1993; Webb, 1998; Bormann, 2002).

El nivell de soroll als components horitzontals sol ser significativament més alt que a la vertical. La causa d'aquest fenomen és bàsicament la inclinació del sensor (*tilt*), que produeix un acoblament amb la força de la gravetat als components horitzontals, però no al

vertical. El *tilt* el pot produir el tràfic, el vent o les fluctuacions locals de pressió baromètrica. La Figura 3.6 il·lustra un exemple de l'efecte del vent sobre la variació del nivell de soroll en aquesta banda de freqüències (Ugalde, 2004).

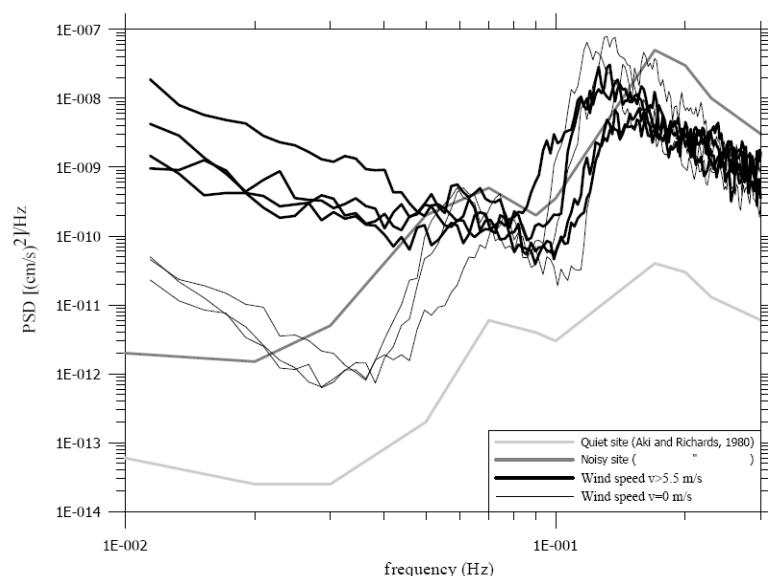


Figura 3.6: PSD pels mesos de gener i febrer de 2009 a l'estació EBR (Roquetes, Tarragona) amb dies de baixa velocitat del vent i dies on la velocitat del vent excedeix els 5.5 m/s (Ugalde, 2004).

La mesura de la pressió juntament amb el senyal sísmic permet una correcció d'aquest soroll a baixes freqüències, tant per a registres de sismòmetres instal·lats a terra com per a OBS (p. ex. Beaudin *et al.*, 1996; Crawford i Webb, 2000).

La circulació d'aire a la cambra sota la coberta del sismòmetre també pot ser una font de soroll a aquestes freqüències (Bormann, 2002). Olivieri (2008) ha dissenyat una coberta per a sensors STS-2 de la xarxa MedNet amb els objectius de reduir el soroll de baixa freqüència, els efectes de les variacions tèrmiques i baromètriques, i prevenir la convecció tèrmica i l'acumulació d'humitat dins de la coberta. Consistent en un recipient d'acer inoxidable revestit d'escuma, llana de roca i alumini sobre una base de granit, el resultat d'aquesta aplicació es pot observar en un exemple a la Figura 3.7. El sensor té un comportament sensiblement menys sorollós si ha enregistrat el senyal amb la coberta (línia blava), que si el registre s'ha portat a terme sense la coberta (línia vermella).

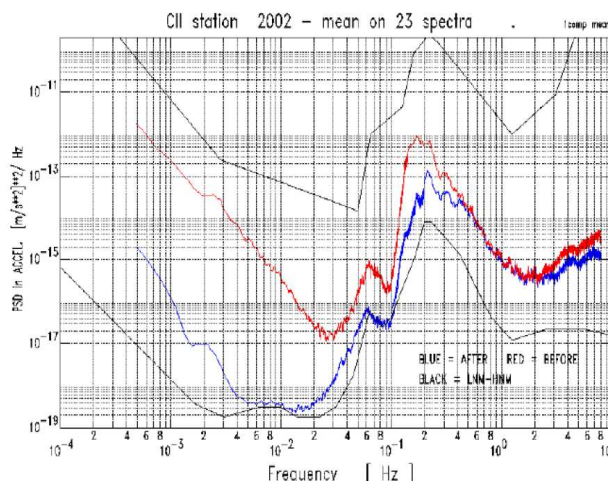


Figura 3.7: PSD de l'estació CII de la xarxa MedNet amb un sensor STS-2 amb una coberta aïllant (línia blava) i sense la coberta (línia vermella) (Olivieri, 2008)

3.3. Soroll sísmic ambiental a la mar

Les ones marines són la font primària de soroll a emplaçaments subaquàtics. La proximitat de les estacions submarines a les fonts oceàniques de soroll i l'eficiència de la propagació del soroll sísmic des dels oceans fins als continents estableixen la diferència de comportament entre les estacions terrestres i les subaquàtiques. Les altes freqüències es propaguen amb dificultat de mar a terra. Al voltant d'1 Hz el soroll d'estacions situades a illes és menor que el de sensors situats al fons marí (Hedlin i Orcutt, 1989; Webb, 1989).

A la banda microsísmica, el soroll enregistrat als sismòmetres submarins sol ser entre 10 i 30 dB major que l'observat a terra, i augmenta a freqüències creixents. Al fons oceànic, igual que a terra, domina el pic microsísmic secundari, situat entre 0.1 i 1 Hz. Els nivells de soroll sísmic ambiental en aquesta banda freqüencial tendeixen a ser més alts al Pacífic que a l'Atlàntic a causa de les condicions meteorològiques i la seva major extensió (Bormann, 2002).

De la mateixa manera que a terra els nivells de soroll varien en funció del lloc, al fons marí també es troben comportaments diferents segons l'emplaçament. En funció de la distància, hi ha diverses fonts de soroll: properes (el vent a l'àrea local), responsables primaris del camp d'ones de curt període; i llunyanes (grans tempestes que viatgen milers de quilòmetres) que provoquen el camp d'ones de llarg període (Webb, 1998).

La Figura 3.8 (Webb, 1998) mostra un espectre en acceleració típic d'un OBS vertical de banda ampla, corresponent a l'estació OSN-1 al sud de Hawaii, situada a 4400 m de fondària. Com a comparació, també s'hi representa l'espectre d'una estació propera situada a Kipapa (KIP), a l'illa d'Oahu, i l'enregistrat a l'estació a terra PFO (Pinyon Flat Observatory, a California).

Segons Peterson (1993), la diferència més significativa entre la majoria d'emplaçaments oceànics i continentals és l'elevat nivell de soroll al voltant d'1 Hz. El cas d'OSN-1, per exemple, és fins a 40 dB més sorollós que els emplaçaments insulars més tranquils (Figura 3.8).

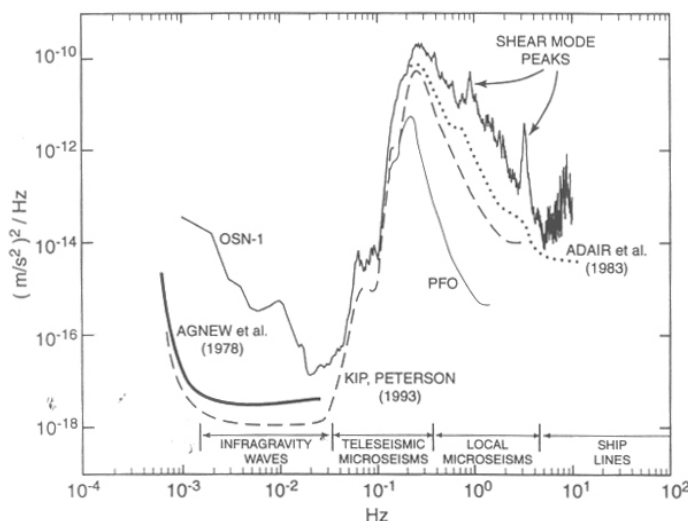


Figura 3.8: Espectre en acceleració del component vertical de l'estació de fons marí OSN-1, l'estació insular KIP i l'estació continental PFO (Webb, 1998).

D'altra banda, als emplaçaments a terra s'observa una disminució del soroll entre 0.2 Hz i 5 Hz aproximadament, que és on comença el soroll cultural. Però els emplaçaments submarins es comporten de manera que aquesta davallada va entre 5 Hz i 10 Hz. El soroll cultural a emplaçaments subaquàtics acostuma a ser menor (Webb, 1998).

Des que s'experimenta amb sensors sísmics submarins, s'han portat a terme nombrosos estudis de soroll arreu del planeta, cosa que possibilita la comparació entre els comportaments freqüencials als diferents oceans. Segons Webb (1998), les regions equatorials de l'est de l'Atlàntic, l'est del Pacífic i l'oceà Índic i la zona central del nord de

l'Atlàntic presenten règims de vent suau que donen lloc a baixos nivells de soroll a freqüències al voltant d'1 Hz.

A l'oceà Índic i al sud de l'Atlàntic, es troba un alt nivell de soroll a baixes freqüències durant tot l'any, ja que estan exposats a les tempestes de l'Antàrtic. En canvi, al nord de l'Atlàntic, el soroll en aquesta banda de freqüències és menor, però més variable. A les zones àrtica i antàrtica, hi ha un nivell baix de soroll a baixes freqüències durant l'hivern, quan els casquets polars impedeixen la propagació de les ones de la mar (Webb, 1998).

Les ones d'infragravetat (*infragravity waves*), indicades a la Figura 3.8 són ones oceàniques superficials de període major que 25 s, més gran que les produïdes pel vent o la mar de fons. Estan generades en aigües poc profundes per processos no lineals on hi participen ones oceàniques de més curt període (1 -20 s) (Webb *et al.*, 1991; Webb, 1998). Essencialment, es propaguen sense atenuació al llarg de les conques oceàniques d'aigües profundes, i a cada conca hi ha les ones d'infragravetat generades per ones de més curt període quan trenquen contra les seves costes. Així, el soroll sísmic ambiental de molt llarg període a les conques oceàniques està determinat pel règim d'ones d'infragravetat que, al seu torn, ve establert pel règim d'ones oceàniques de curt període generades pel vent sobre la conca (Webb i Crawford, 1999).

D'ones d'infragravetat n'hi ha als oceans de tot el món, si bé existeixen algunes diferències entre els nivells espectrals mitjans, particularment als oceans Atlàntic i Pacífic. La seva amplitud a alta mar és petita, més petita que un centímetre, però aquestes ones són dominants al soroll de fons sísmic a sensors de pressió i a sensors verticals a baixes freqüències. Per exemple, pel sismòmetre OSN-1, l'espectre en acceleració del component vertical és 10 dB més energètic a 0.03 Hz i 25 dB més sorollós a 0.01 Hz que l'estació a terra KIP situada a una de les illes de Hawaii.

La freqüència màxima per a la que les ones d'infragravetat són rellevants depèn de la fondària de l'emplaçament. Aquesta font de soroll és important per sota de 0.03 Hz a fondàries d'entre 4000 i 5000 m, mentre que per a emplaçaments més superficials s'estén a freqüències més altes, de l'ordre de 0.04 Hz a 700 m. D'aquesta font de soroll se'n torna a parlar més endavant ja que existeix la possibilitat de corregir-la en conèixer-ne l'origen (p.ex. Webb, 1998; Webb i Crawford, 1999; Dolenc *et al.*, 2005).

Coneguts els trets característics típics de les corbes de soroll a la mar, per enregistrar-hi senyal de bona qualitat és necessari adequar els sistemes d'instal·lació dels sensors a les condicions marines. Científics japonesos han instal·lat sensors sísmics a pous (*boreholes*) a la fossa oceànica del Japó (JT-1 i JT-2), un a la mar de les Filipines (WP-1) i un altre al nord-oest del Pacífic (WP-2) (Shinohara *et al.*, 2006; Suyehiro *et al.*, 2006). Les corbes de PSD del senyal d'aquestes estacions junt amb el d'un parell d'experiments realitzats anys abans es mostren a la Figura 3.9.

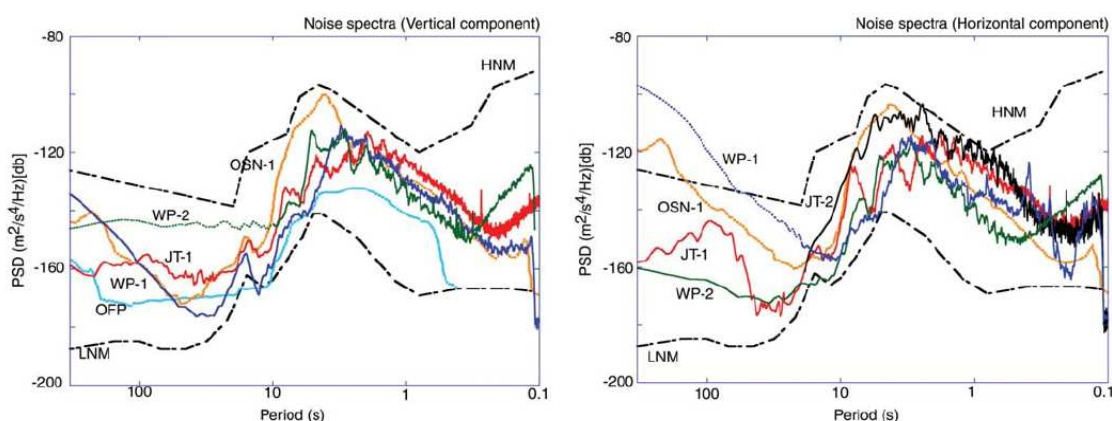


Figura 3.9: PSD del senyal dels OBS instal·lats en pous de l'OHP, del de l'experiment OFM/SISMOBS (p. ex. Beaudin i Montagner, 1996) i del de l'experiment OSNPE (OSN-1) (Stephen *et al.*, 2003; Sutherland *et al.*, 2004), juntament amb les corbes HNM i LNM de Peterson (1993), per al component vertical (esquerra) i un dels horitzontals (dreta) (Suyehiro *et al.*, 2006).

El primer d'aquests experiments (OFM/SISMOBS) és el que varen portar a terme Montagner *et al.* (1994a) en què es varen instal·lar dos OBS en diferents condicions: un dipositat sobre el llit marí a 4450 m de fondària i un altre (l'anomenat OFP) en un pou a 715 m sota el sòl oceànic (Beaudin i Montagner, 1996). L'altre experiment del qual es mostra la PSD a la Figura 3.9 és l'OSNPE (Collins *et al.*, 2001; Stephen *et al.*, 2003; Sutherland *et al.*, 2004), consistent en la instal·lació de tres OBS de banda ampla, també en diferents condicions: un d'ells sobre el llit marí a 4407 m de fondària, un altre enterrat als sediments i un altre (anomenat OSN-1) en un pou a 243 m sota el sòl oceànic. En aquests dos experiments es va observar un nivell de soroll més elevat als pous que als sensors instal·lats sobre el llit marí o bé soterrats als sediments. Araki *et al.* (2004), sorpresos pels resultats, atribueixen aquest comportament a algun defecte en les instal·lacions, de manera que dissenyen un nou sistema d'instal·lació d'OBS en pous que procuri dades de millor qualitat que les que s'havien obtingut fins al moment i l'apliquen en la instal·lació de

quatre OBS: JT-1, JT-2, WP-1 i WP-2. Suyehiro *et al.* (2006) presenten un estudi de soroll d'aquests llocs (Figura 3.9), amb dades de JT-1, WP-1, WP-2, OFP i OSN-1 per al component vertical i de JT-1, JT-2 (a altes freqüències i la banda microsísmica), WP-1, WP-2 i OSN-1 per a un component horitzontal.

Segons aquestes figures, el nivell de soroll a baixes freqüències del component vertical dels OBS JT-1, WP-1 i WP-2 no és més petit que el dels experiments OFM/SISMOBS i OSNPE, i a la banda microsísmica la PSD més baixa segueix essent la d'OFP. Pel que fa als components horitzontals, a baixes freqüències la PSD de WP-2 també és més alta que la d'OSN-1 i a la banda microsísmica la PSD de JT-2 és comparable a la d'OSN-1.

3.4. Correcció del soroll sísmic ambiental a baixes freqüències en sismòmetres submarins

Una de les contribucions al soroll enregistrat pel component vertical als OBS està originada per la deformació del sòl sota la càrrega d'ones oceàniques de llarg període, les ones d'infragravetat, ja esmentades a l'apartat anterior. El senyal de la pressió provinent d'aquestes ones només és significatiu a freqüències corresponents a longituds d'ona més llargues que la profunditat de l'aigua. Aquest soroll provoca una disminució de la relació senyal-soroll de fases de llarg període de sismes observats per sismòmetres submarins (Webb i Crawford, 1999).

La coherència entre el senyal del component vertical de l'OBS (Z) i el del DPG (P) indica la qualitat del senyal sísmic vertical en aquesta banda. Si no hi hagués cap altra font de soroll, la coherència valdria 1. Que la coherència sigui més petita que 0.5 vol dir que alguna altra font de soroll fa una aportació més gran que la provinent de la càrrega d'ones oceàniques de llarg període (Crawford i Webb, 2000).

El senyal de deformació del sòl per la càrrega d'ones oceàniques de llarg període que enregistra el component vertical d'un sismòmetre és predictable i depèn de l'amplitud de les ones oceàniques, l'espessor de la capa d'aigua i l'estructura elàstica de l'escorça i el mantell superior. Aquesta predictibilitat permet corregir els registres sísmics utilitzant dades d'un sensor de pressió i mesures de la funció de transferència del component vertical

de l'OBS combinada amb enregistraments de pressió. L'aportació de la deformació del sòl al soroll dels components horitzontals és molt menor que la del component vertical.

A baixes freqüències, una altra font de soroll són els corrents marins, que produeixen petits desanivellaments dels sensors. Crawford i Webb (2000) proposen no només corregir la contribució al soroll a baixes freqüències produït per la deformació del sòl que provoquen les ones marines de llarg període, sinó també fer una correcció prèvia del soroll associat als corrents marins. Aquest càlcul, similar al descrit al paràgraf anterior, utilitza el senyal dels components horitzontals de l'OBS, que sol estar dominat per efectes de desanivellament.

Crawford *et al.* (2006) afirmen que el seu mètode per corregir soroll provinent del desnivell produït pels corrents marins i de la deformació del sòl sota la càrrega d'ones oceàniques de llarg període del component vertical de l'OBS, rau en el fet de tenir altres canals que també són sensibles a aquests sorolls. En sismòmetres subaquàtics, un sensor diferencial de pressió és més sensible a les ones oceàniques i els components horitzontals són més sensibles al desnivell.

Segons Webb i Crawford (1999), per fer la correcció d'un senyal en les condicions esmentades abans de l'aportació al soroll de les ones d'infragravetat, en primer lloc s'ha de calcular la funció coherència entre els senyals del component vertical de l'OBS (Z) i del DPG (P), que es defineix com:

$$\gamma(Z, P) = 2 \frac{\sum_1^N F^*(Z) \cdot F(P)}{n \Delta t N \sqrt{G(Z) \cdot G(P)}} \quad \text{Eq. 3.10}$$

on, per a un senyal temporal arbitrari L :

$$G(L) = 2 \frac{\sum_1^N F^*(L) \cdot F(L)}{n \Delta t N} \quad \text{Eq. 3.11}$$

$F(L)$ és la transformada de Fourier del senyal temporal L , n és el nombre de punts del tram de senyal pel qual es fa el càlcul, Δt és la freqüència de digitalització del senyal, i N és el nombre de trams en que es divideix el senyal per calcular-ne la mitjana.

La funció de transferència entre els senyals del component vertical de l'OBS i del DPG es defineix com:

$$A(Z, P) = \gamma(Z, P) \sqrt{G(Z)/G(P)} \quad \text{Eq. 3.12}$$

Finalment, la correcció del soroll del component vertical de l'OBS es fa segons la següent expressió:

$$F(Z_p) = F(Z) - [A^*(Z, P) \cdot F(P)] \quad \text{Eq. 3.13}$$

on Z_p és el senyal temporal del component vertical de l'OBS corregit pel senyal del sensor de pressió.

Com s'ha apuntat més amunt, es pot realitzar una correcció similar del soroll produït pel desnivell del sensor mitjançant la coherència del senyal del component vertical de l'OBS i el dels components horitzontals. Per tant, es pot aconseguir una millora del nivell de soroll al component vertical disminuint els efectes de tots els elements esmentats calculant en primer lloc la correcció del senyal del component vertical de l'OBS (Z) de la d'un dels components horitzontals (X), obtenint $F(Z_x)$. A continuació Z_x es pot corregir per l'altre component horitzontal, Y , per obtenir $F(Z_{xy})$. En darrer lloc, el senyal del component vertical corregit pel desnivell pot corregir-se de l'efecte de les ones d'infragravetat:

$$F(Z_x) = F(Z) - [A^*(Z, X) \cdot F(X)] \quad \text{Eq. 3.14}$$

$$F(Z_{xy}) = F(Z_x) - [A^*(Z_x, Y) \cdot F(Y)]$$

$$F(Z_{xyp}) = F(Z_{xy}) - [A^*(Z_{xy}, P) \cdot F(P)]$$

La Figura 3.10 mostra un exemple realitzat per Dolenc *et al.* (2007) de l'aplicació d'aquest mètode amb dades de l'estació MOBB, situat a la badia de Monterey (Califòrnia, EEUU). S'hi observa una millora del nivell de soroll de fins a 30 dB a períodes d'entre 30 i 300 s gràcies a la mesura de la mateixa font de soroll per part de dos sensors diferents.

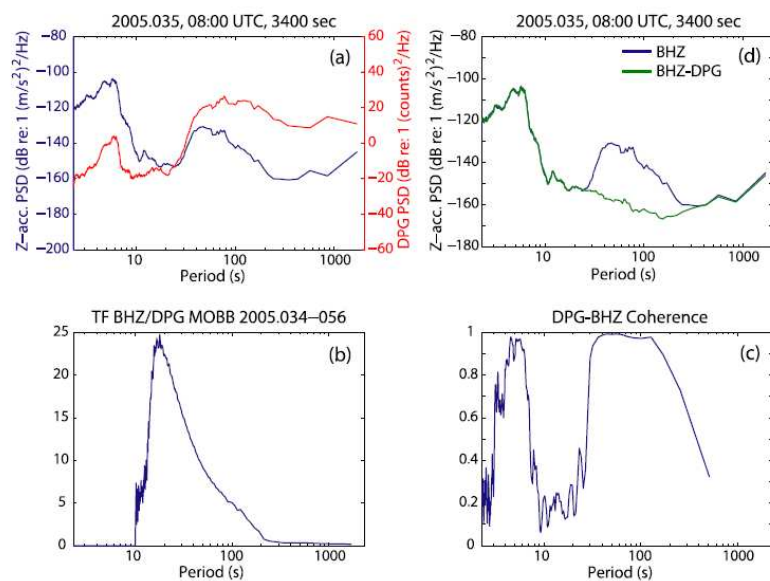


Figura 3.10: Exemple de correcció de soroll sísmic al component vertical de l'estació MOBB, a Califòrnia. (a) PSD de senyal d'una hora, sense sismes, del component vertical del sismòmetre (blau) i del DPG (vermell). (b) Funció de transferència entre el senyal del component vertical del sismòmetre i el DPG, calculada per 144 finestres d'una hora entre els dies 34 i 56 de 2005. (c) Coherència entre el canal vertical del sismòmetre i el DPG per un període seleccionat d'una hora. (d) PSD del component vertical del sismòmetre abans (blau) i després (verd) de la substracció del soroll utilitzant la funció de transferència mostrada a 7a. (Dolenc *et al.*, 2007).

4. Soroll sísmic a l'emplaçament Casablanca

En aquest capítol es realitza un estudi del soroll sísmic ambiental de l'emplaçament Casablanca, on va instal·lar-s'hi un OBS permanent durant l'estiu de 2005, com s'explica més detalladament al segon capítol. Per a les dades de 2008, a banda dels aspectes més generals, s'analitzen les influències de certs factors relacionats amb les condicions meteorològiques i oceanogràfiques, i es calcula una correcció del soroll del component vertical a baixes freqüències. Així mateix, es realitza un estudi comparatiu entre el soroll enregistrat durant el 2008 i el del primer conjunt de dades disponible, enregistrat el 2005.

4.1. Selecció i tractament de dades

El període de temps per al qual es té senyal de l'OBS Casablanca va de dia 13 d'agost a dia 22 d'octubre de 2005, en la seva primera etapa, i de dia 26 d'octubre de 2007 en endavant per a la segona, tal com es detalla a la Taula 4.1. A Frontera (2006) es realitza una anàlisi del soroll sísmic ambiental del període de funcionament de l'OBS durant l'any 2005. En el present estudi, en canvi, es tracten les dades corresponents a l'any 2008, per tal de poder realitzar una anàlisi més completa i actualitzada.

Taula 4.1: Períodes de funcionament de l'OBS Casablanca

| Component vertical | Component E-W | Component N-S | DPG |
|--------------------|-----------------|-----------------|------------------------|
| 13/08/05-22/10/05 | 13-14/08/05 | 13-14/08/05 | 13/08/05-22/10/05 |
| | 24-26/08/05 | 24-25/08/05 | |
| | 8-12/09/05 | 17-18/10/05 | |
| | 17-19/10/05 | | |
| 20/11/2007- ... | 20/11/2007- ... | 20/11/2007- ... | 20/11/2007- 20/02/2008 |

Per a l'elaboració de l'estudi de soroll, s'han visualitzat totes les traces per comprovar que no hi ha cap sisme, tir o *spike* en el senyal. En cas contrari, la traça s'ha rebutjat.

L'OBS Casablanca enregistra la velocitat del moviment del sòl, però per poder comparar aquests resultats amb les corbes de Peterson (1993) en acceleració, les més freqüentment utilitzades a la literatura, s'ha convertit el senyal de velocitat en acceleració per presentar la PSD en unitats de dB referides a $(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$.

Com a operació intermèdia per obtenir la PSD s'ha calculat la transformada de Fourier del tram de senyal triat, per a la qual cosa cal que el nombre de mostres que intervenen sigui una potència de 2. Com que el senyal està digitalitzat a 100 mostres per segon, s'ha optat per fer trams de 5.46 min o, el que és el mateix, 32768 mostres, és a dir, 2^{15} mostres. S'ha analitzat tot el senyal a trams d'una hora, la PSD dels quals s'ha calculat amb la mitjana de 19 segments de 5.46 min, solapats un 50%.

La correcció instrumental s'ha fet segons el calibratge proporcionat pel fabricant. En el cas de l'OBS un compte és equivalent a 1.6nm/s per a totes tres components a la banda de freqüències en què la resposta és plana. A cada tram se li ha fet la correcció de deriva lineal, i se li ha aplicat una finestra de Hanning.

4.2. Anàlisi del soroll sísmic ambiental

No s'observen diferències horàries rellevants per a cap dels components, resultat previsible ja que no hi ha activitat humana al voltant del sensor, llevat de la provinent de la plataforma petrolífera que, per altra banda, no varia el seu ritme de treball en funció del moment del dia (Frontera, 2006). Per tant, una anàlisi del soroll dels diferents components

de l'OBS es pot fer a partir del promig de la PSD de qualsevol tram d'unes hores, sense ometre informació. A la Figura 4.1 s'hi mostren quatre representacions de la PSD per a tots tres components de l'OBS per a dos dies de gener, i dos dies de juliol de 2008.

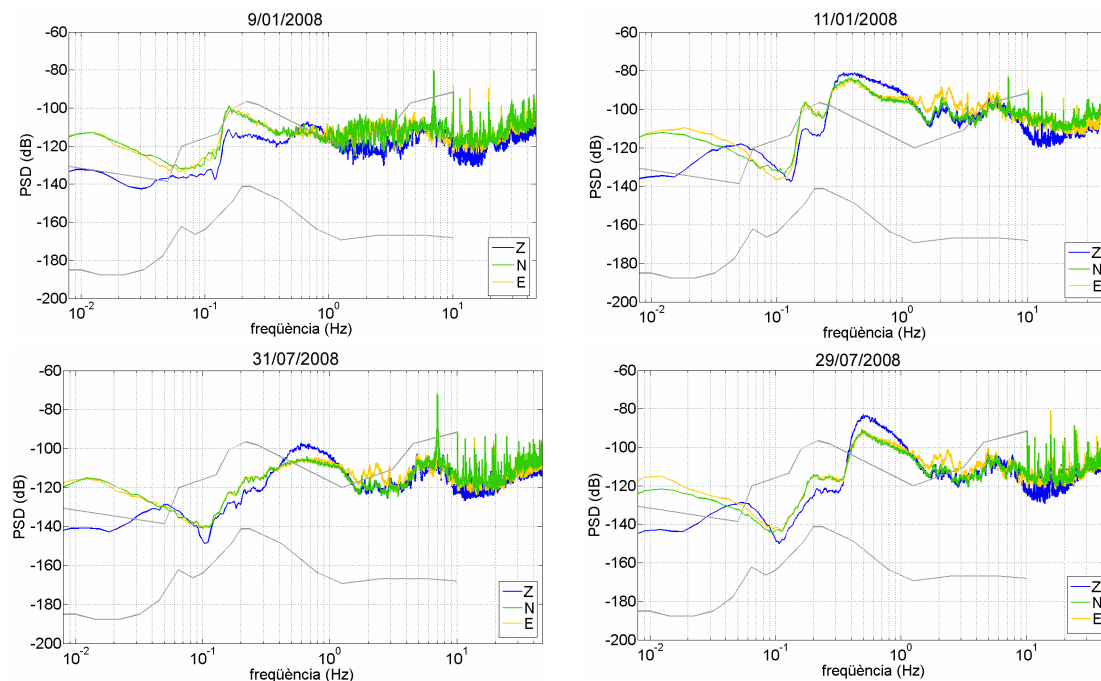


Figura 4.1: Representació de la PSD en acceleració del senyal dels tres components de l'OBS per a dos dies de gener, i dos dies de juliol de 2008, junt amb els models NHNM i NLNM (en gris) de Peterson (1993). Cada una d'aquestes PSD ha estat calculada amb segments de 3 h de durada.

A baixes freqüències (inferiors a 0.1 Hz), el soroll és molt alt a tots els components. Al component vertical, aquest fenomen es pot atribuir en part al soroll que introdueixen les ones d'infragravetat. A la Figura 4.1, aquest efecte es pot observar sobretot els dies 11 de gener i 29 i 31 de juliol, amb un augment del soroll al component vertical de fins a 20 dB entre 0.02 i 0.1 Hz, aproximadament. Als components horitzontals, la causa principal de soroll és, en gran mesura, l'anivellació imperfecta dels sensors a causa dels corrents marins. Més endavant es fa una correcció d'aquests efectes al component vertical de l'OBS utilitzant les dades dels sensors horitzontals de l'OBS i les del DPG (Webb i Crawford, 1999; Crawford i Webb, 2000).

El pic microsísmic primari al voltant de 0.07 Hz no s'observa en cap dels components.

Entre 0.3 Hz i 3 Hz aproximadament, la tendència de la PSD s'allunya de l'assenyalada pels models de Peterson (1993). El màxim observat entorn de 0.6 Hz apareix també en

estacions situades a illes o properes a la costa, així com a altres estacions subaquàtiques (Bradley *et al.*, 1997; Webb, 1998; Dahm *et al.*, 2006; Vassallo *et al.*, 2008). Segons Webb (1998) el fons marí sovint és sorollós en aquestes freqüències pel microsisme causat per ones oceàniques d'uns 0.5 Hz, que es poden produir ràpidament a causa del vent, fins i tot per una brisa moderada. Els espectres de soroll, poden mostrar microsismes produïts per onades causades per vent local a freqüències de fins a 5 Hz.

Des de 0.6 Hz i fins a 2 Hz la corba de la PSD experimenta una disminució fins a caure per sota dels nivells marcats pel NHNM. A freqüències més altes, la PSD es reconduïx entre els nivells presos com a model.

A altes freqüències, entre 5 i 50 Hz, la PSD està compresa entre els marges Peterson (1993) a tots els components, si bé les corbes dels components horitzontals són lleugerament superiors a la del vertical. Les línies espectrals observades per sobre de 7 Hz, podrien atribuir-se a l'activitat de la plataforma i/o a la maquinària de vaixells.

La Figura 4.2 mostra l'evolució temporal de la PSD de tots tres components de l'OBS. A la banda de baixes freqüències s'hi aprecien variacions estacionals que es tradueixen en una disminució del soroll de fins a 20 dB tant al component vertical com als horitzontals durant els mesos d'estiu respecte als d'hivern.

La banda microsísmica és on les variacions estacionals són més accentuades. Al voltant de 0.1 Hz durant els mesos d'estiu la PSD és fins a 40 dB més baixa que durant els mesos d'hivern pel component vertical, i fins a 20 dB per als components horitzontals.

4.2.1. Influència de les condicions meteorològiques i oceanogràfiques

Com s'ha explicat al capítol tres, el nivell del soroll sísmic ambiental el determinen, en bona part, les condicions meteorològiques i oceanogràfiques. Puertos del Estado disposa d'una xarxa de boies d'aigües profundes, una de les quals, la de Tarragona, està situada a uns 10 km a l'est de l'OBS.

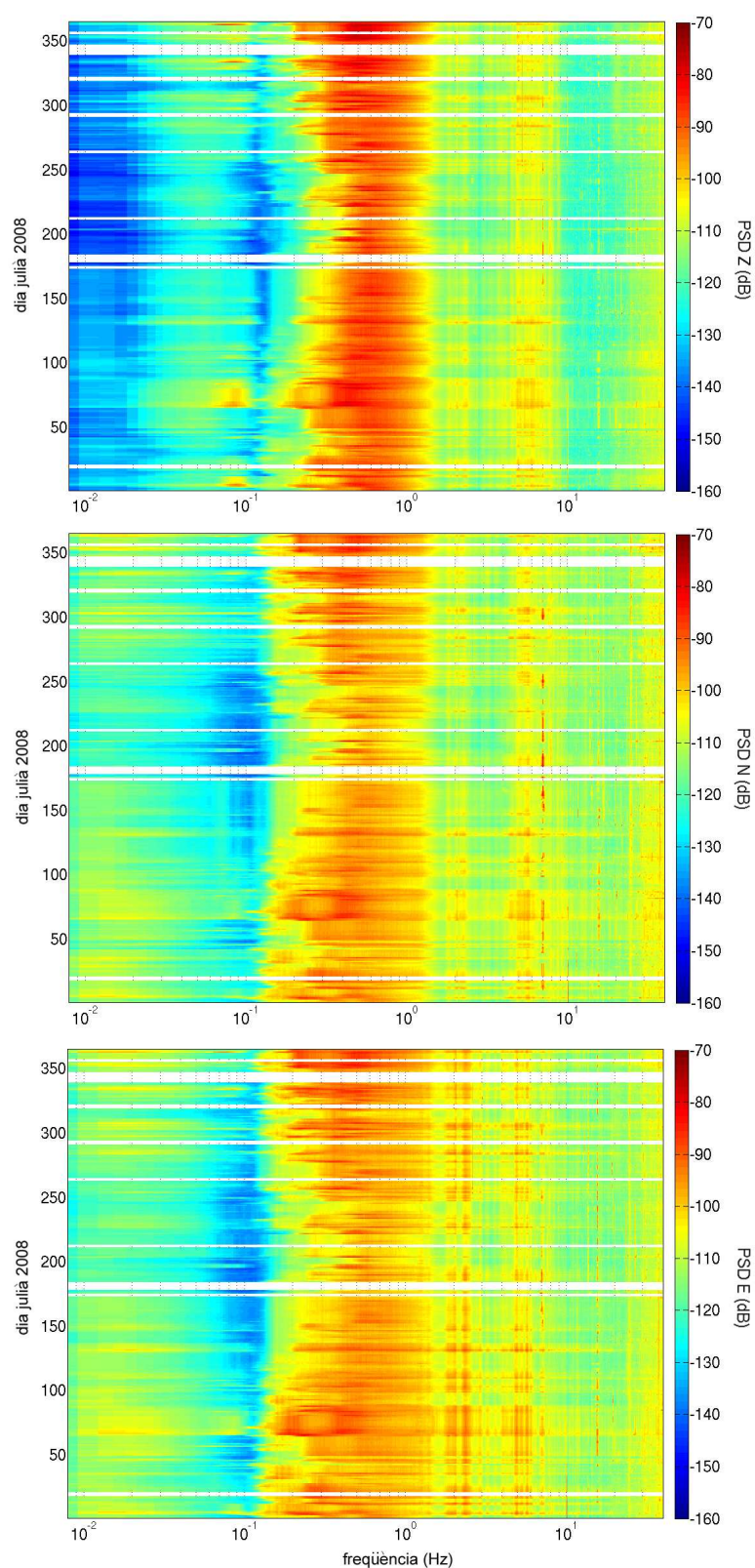


Figura 4.2: Evolució temporal de la densitat de potència espectral per al component vertical (a dalt), N-S (enmig) i E-W (a baix) de l'OBS Casablanca durant 2008.

De totes les magnituds meteorològiques i oceanogràfiques que mesura, en aquest treball s'analitzaran l'alçada significant espectral de les onades (Hm0), la pressió atmosfèrica (Ps) i la velocitat mitjana del vent (Vv-md), ja que s'estima que són les que poden ser més significatives a l'hora d'analitzar-ne les variacions en front al comportament de l'OBS. La mateixa institució té una xarxa de boies costaneres, amb un punt d'observació al port de Tarragona que, entre d'altres, pren mesures de Hm0. Se n'han sol·licitat les dades per a 2008. També per a aquest any, s'han demanat les dades de la boia d'onatge a prop del Cap de Tortosa, pertanyent a la Xarxa d'Instruments Oceanogràfics i Meteorològics de la Generalitat de Catalunya, entre les quals hi ha Hm0. Les característiques d'aquestes boies es resumeixen a la Taula 4.2.

Taula 4.2: Característiques de les boies més properes a l'OBS Casablanca

| Nom | Xarxa | Longitud | Latitud | Fondària |
|----------------|--|-------------|--------------|----------|
| Tarragona | Puertos del Estado, xarxa costanera | 1° 11.5' E | 41° 4.20' N | 24 m |
| Tarragona | Puertos del Estado, xarxa d'aigües profundes | 1° 28.10' E | 40° 41.04' N | 688 m |
| Cap de Tortosa | Xarxa d'Instruments Oceanogràfics i Meteorològics de la Generalitat de Catalunya | 0° 58.89' E | 40° 43.29' N | 60 m |

La influència de cada un d'aquests paràmetres en el nivell de soroll de l'OBS es pot analitzar més detalladament mitjançant la representació de la PSD d'alguns dies seleccionats de condicions meteorològiques i oceanogràfiques extremes respecte a la mitjana. Aquestes representacions són a l'annex B.

4.2.1.1. Velocitat del vent

La banda microsísmica és la més afectada per les variacions de la velocitat mitjana del vent. Al voltant del pic microsísmic secundari hi ha uns 30 dB de diferència al component vertical entre dies ventosos i dies tranquils, i de 20 dB als components horitzontals, com es pot veure a l'annex B (Figura B 1).

4.2.1.2. Alçada significant espectral de les onades

La influència dels canvis en les condicions de l'alçada significant espectral de les onades (H_{m0}), (vegeu les gràfiques de la Figura B 2 de l'annex B) es reflecteix a tot el rang de freqüències, si bé la banda microsísmica és on queda més accentuada. En aquesta banda s'hi observen diferències de fins a 20 dB. Si H_{m0} és baix s'hi intueix el pic microsísmic secundari sobre uns 0.2 Hz. Les variacions de l'alçada significant espectral de les onades tenen una influència semblant als components horitzontals i al vertical, tant en la banda de freqüència d'afectació com en les variacions en els nivells de soroll.

A la Figura 4.3 s'hi mostra l'evolució temporal de la PSD del senyal del component vertical de l'OBS junt amb la de l' H_{m0} mesurada a les boies de Tarragona (port i aigües profundes) i la de Tortosa per als primers 15 dies de 2008.

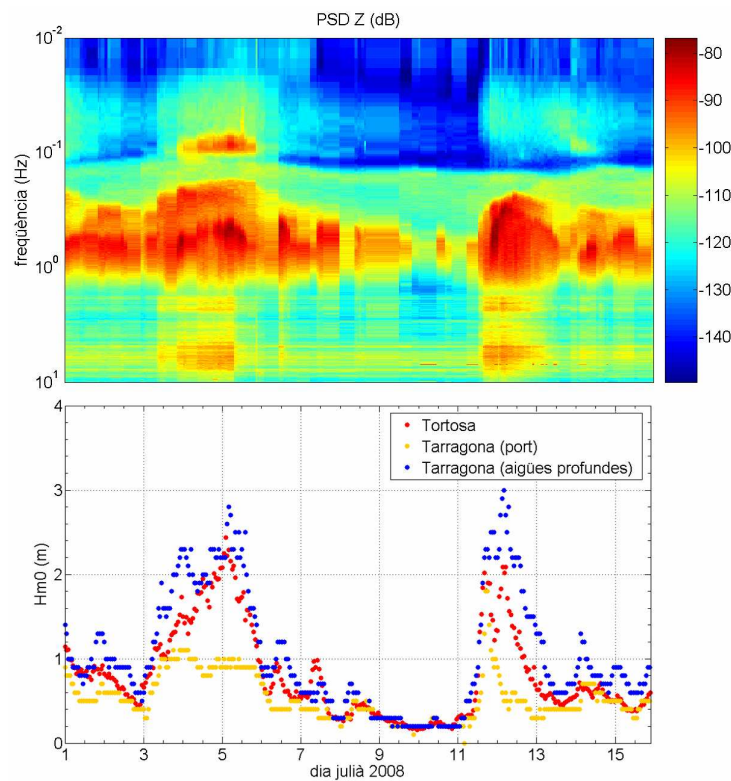


Figura 4.3: Evolució temporal de la PSD del component vertical de l'OBS Casablanca per als primers 15 dies de 2008 (a dalt) i la dels valors de H_{m0} a les boies de Tarragona (port i aigües profundes) i Tortosa (a baix).

Es pot observar que a la banda microsísmica hi ha una forta influència d'Hm0 sobre el nivell de soroll sísmic ambiental. En dies d'alçada significant espectral de les onades alta, el comportament de l'OBS és més sorollós i aquest efecte s'observa en un rang més ample de freqüències.

A altes freqüències, el comportament del component vertical de l'OBS és més sorollós en dies de Hm0 altes, si bé la diferència respecte a dies més tranquils no és tan pronunciada com a la banda microsísmica. S'observa que per a tots els components, a freqüències entre 2 i 10 Hz aproximadament, hi ha un augment d'uns 10 dB si l'alçada significant espectral de les onades és alta (Figura B 2 de l'annex B).

4.2.1.3. Pressió atmosfèrica

La pressió atmosfèrica (Figura B 3 de l'annex B) no té una influència tan directa en el comportament del component vertical de l'OBS com Hm0. Les seves variacions afecten bàsicament la banda microsísmica, on es troben divergències de l'ordre de 10 dB entre dies de valors de pressió atmosfèrica diferents.

4.3. Correcció de soroll a baixes freqüències al component vertical de l'OBS

Com s'explica al capítol tres, el soroll sísmic de baixes freqüències al component vertical està generat, en bona part, per les ones d'infragravetat, creades per la pressió sobre el sòl d'ones marines de molt llarg període, i també per efecte del desnivell del sensor. Així, en aquesta banda de freqüències, el soroll pot reduir-se sostraint el senyal coherent derivat de les observacions de senyal sísmic de components horitzontals associades amb el soroll produït pel desnivell del sensor (*tilt*), i de mesures de pressió relacionades amb les ones d'infragravetat.

Per realitzar la correcció es necessita un període de temps en què hi hagi dades simultàniament a tots els components de l'OBS i al DPG. Els càlculs s'han realitzat amb el senyal enregistrat entre la 1:00h i la 1:59h (UT) de dia 4 de gener de 2008.

El càlcul de les PSD, tant originals com corregides, així com dels resultats intermedis, és el producte de calcular la mitjana de segments de 16384 punts (2.73 minuts), solapats entre

ells un 50%, de 54.61 minuts de senyal. S'ha comprovat que no hi ha sismes, tirs, ni *spikes* i a cada tram se li ha fet la correcció de deriva lineal i se li ha aplicat una finestra de Hanning.

A la Figura 4.4 s'hi representa la coherència de totes les combinacions possibles del senyal dels tres components de l'OBS i del DPG. Com es pot observar, pel que fa al desnivell, la combinació que presenta una millor coherència és la del component vertical i l'E-W de l'OBS. Així, es decideix començar la correcció per aquest component.

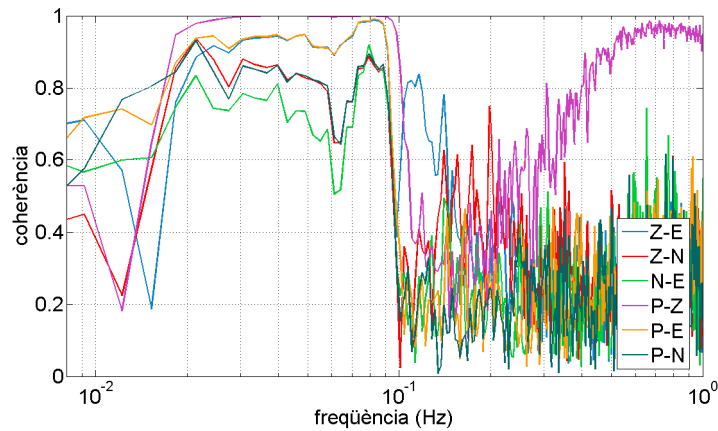


Figura 4.4: Coherència de totes les combinacions possibles del senyal dels tres components de l'OBS i del DPG per a les dades seleccionades de 2008.

Per tant, en primer lloc, el senyal dels components vertical i N-S de l'OBS s'ha corregit de la contribució del senyal del component E-W (desnivell del sensor). S'ha realitzat el mateix càlcul per al senyal del DPG. Així, anomenem:

$$Z - E \rightarrow Z'$$

$$N - E \rightarrow N'$$

$$P - E \rightarrow P'$$

A continuació es calcula la correcció dels senyals Z' i P' del soroll introduït per N' :

$$Z' - N' \rightarrow Z''$$

$$P' - N' \rightarrow P''$$

Finalment es realitza la correcció del component vertical del soroll que aporten les ones d'infragravetat, amb ambdós senyals corregits del desnivell del sensor:

$$Z'' - P'' \rightarrow Z'''$$

A la Figura 4.5 s'hi representen les funcions de coherència que es calculen per realitzar les correccions. Un cop obtinguda la funció de coherència, com es detalla al tercer capítol, es calcula la funció de transferència per realitzar la correcció, el resultat de la qual es mostra també a la Figura 4.5. Així mateix, il·lustra els resultats parcials de les correccions realitzades sobre els senyals dels diferents components de l'OBS, segons l'ordre esmentat més amunt, així com el resultat final, Z''' .

El senyal de la pressió provinent de les ones d'infragravetat només és significatiu a freqüències corresponents a longituds d'ona més llargues que la profunditat a on està situat el sensor. En el cas de l'emplaçament d'aquest OBS, a 150 m, és 0.1 Hz. Per arribar a aquest resultat s'ha realitzat una interpolació a partir del millor ajust trobat dels valors de fondària i freqüència màxima corresponents donats per Crawford i Webb (2000). Per tant, a l'hora de fer la correcció, a la funció de transferència se li aplicarà un filtre passa-baixes amb freqüència de tall a 0.1 Hz.

El senyal del component vertical de l'OBS té una coherència alta amb el de tots dos components horitzontals i amb el DPG, tal com es mostra a la Figura 4.4. La banda de freqüències per a la qual hi ha coherència alta és entre 0.02 Hz i 0.1 Hz i, a més, és semblant per a les coherències entre el senyal del component vertical i el dels horitzontals i del DPG.

Entre 0.02 Hz i 0.1 Hz la correcció de la PSD del component vertical del soroll introduït pel desnivell del sensor és de fins a 20 dB. A més, les ones d'infragravetat hi aporten un soroll que es pot corregir fins a 20 dB. La correcció pel desnivell del sensor i per les ones d'infragravetat afecta bandes de freqüència semblants, de manera que aquestes dues correccions de 20 dB se sumen fent una correcció de fins a 40 dB entre 0.02 Hz i 0.1 Hz. D'aquesta manera la PSD del senyal del component vertical de l'OBS queda dins els límits de les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) en tot aquest rang de freqüències.

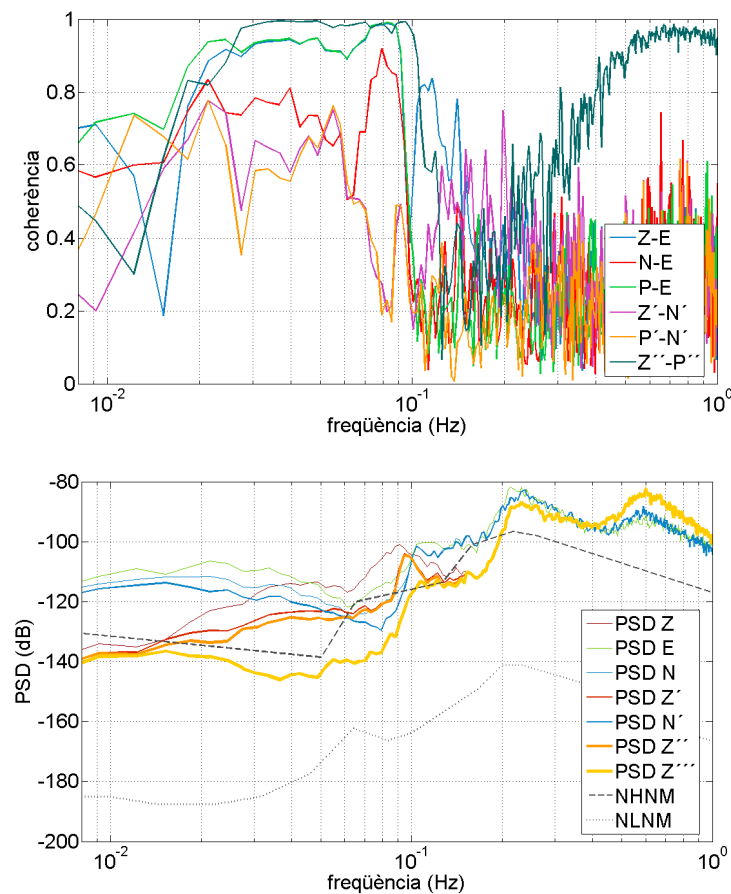


Figura 4.5: Coherència dels senyals dels tres components de l'OBS i el DPG a mesura que es realitzen les correccions el 2008 (a dalt). PSD dels senyals Z, E i N (sense corregir), Z' i N' (corregits d'E), Z'' (corregit d'E' i N') i Z''' (corregit d'E', N' i P'') corresponents al senyal seleccionat de 2008, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (a baix).

4.4. Comparació del soroll sísmic ambiental de 2008 amb el de 2005

A l'emplaçament Casablanca s'hi han realitzat dues instal·lacions de l'OBS, una el 2005 i una altra el 2007. Les condicions de l'any 2005, com s'explica més detalladament al capítol segon, no varen ser les òptimes per a un instrument d'aquesta mena. El sensor sísmic va quedar dipositat sobre el llit marí, amb les potes només parcialment enterrades als sediments. Alguns elements utilitzats a la maniobra d'instal·lació, com ara cordes i anelles metàl·liques, varen quedar a prop del sensor, igual que el DPG. En planificar la maniobra de reinstal·lació l'any 2007 es varen tenir en compte aquests precedents per millorar el muntatge dels sensors. Així, es va aconseguir enterrar el sismòmetre al fons

marí i es varen suprimir tots els elements que podien produir soroll amb el seu moviment a prop del sensor. També es va allunyar el DPG del sensor sísmic.

La Figura 4.6, mostra la PSD dels tres components de l'OBS corresponent a tot el senyal disponible de 2005 i al de les mateixes dates de 2008, per tal de poder-les comparar.

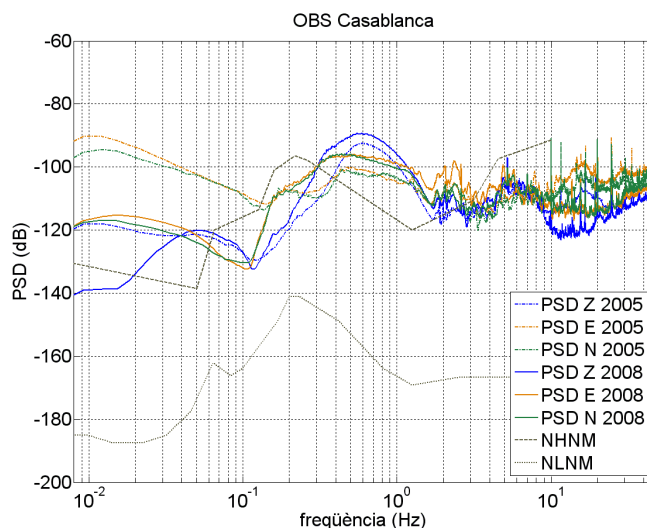


Figura 4.6: Mitjana de la PSD dels tres components de l'OBS Casablanca per al període disponible de 2005 i per al mateix tram de 2008, junt amb els models de Peterson (1993).

En línies generals, les diferències més significatives dels nivells de soroll entre 2005 i 2008 es troben a baixes freqüències, on s'han produït millores a tots tres components, però sobretot als horitzontals. El soterrament del sensor i dels cables al seu voltant, l'allunyament del DPG respecte de l'OBS i l'eliminació dels elements d'instal·lació susceptibles de generar soroll són els factors responsables del millor comportament de l'OBS en termes de soroll durant el 2008. Les corbes de la PSD mostren una millora sensible del nivell de soroll, de fins a 20 dB per al component vertical i d'entre 20 i 30 dB per als horitzontals.

A la zona de baix soroll (*noise notch*, p.ex. Webb, 1998), situada al voltant de 0.1 Hz, el soroll del component vertical no difereix massa entre les dues instal·lacions, però a les corbes corresponents als components horitzontals, al 2008 s'hi observa una millora de fins a 20 dB respecte el 2005.

El comportament dels nivells de soroll entre 0.3 Hz i 3 Hz, és semblant per a les dues instal·lacions en tots tres components.

A freqüències més altes, no hi ha massa divergències entre els dos períodes de temps, essent el més destacable una disminució del soroll al component vertical de fins a 10 dB el 2008 respecte al 2005.

5. Emplaçament Antares: descripció i soroll sísmic ambiental

Aquest capítol descriu la instrumentació i el comportament en termes de soroll de l'OBS Antares, un OBS permanent instal·lat a la mar de Ligúria. Els sensors de què consta aquest OBS són similars als de l'OBS Casablanca, descrits detalladament al capítol dos. La fondària a què està situat l'OBS Antares (2500 m), però, difereix considerablement del lloc on es troba l'OBS Casablanca (150 m). Ateses aquestes condicions, va sorgir un interès comú per part d'ambdós equips de treball de realitzar un estudi comparatiu de la qualitat del senyal dels dos OBS. La concessió d'una acció integrada per part del Ministerio de Educación y Ciencia va facilitar la realització d'aquesta tasca. Aquest capítol reflecteix el treball realitzat durant l'estada al centre de recerca Géoazur, en què es va estudiar el soroll sísmic ambiental a l'OBS Antares. Així mateix, al vuitè capítol es realitza una anàlisi comparativa dels comportaments de tots dos OBS.

5.1. L'OBS Antares

En el marc del projecte d'instal·lació del telescopi de neutrins ANTARES (*Astronomy with a Neutrino Telescope and Abyss environmental RESearch*) (Aslanides *et al.*, 1999), desenvolupat a la mar de Ligúria, es va instal·lar un cable opto-elèctric que va des de la costa fins a 15 km al sud de l'illa de Porquerolles, mar endins, a 2550 m de fondària, com s'il·lustra a la Figura 5.1 (Aguilar *et al.*, 2006).

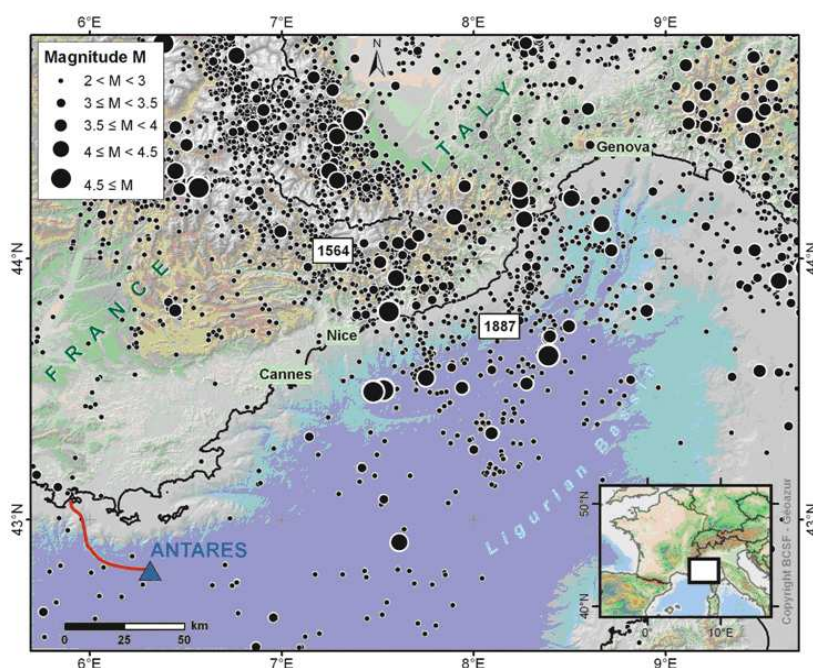


Figura 5.1: Mapa de sismicitat de la zona de la mar de Ligúria i els Alps Marítims dels darrers 30 anys, amb la posició del sismòmete Antares, a 40 km de la costa. La línia vermella indica la posició del cable opto-elèctric que uneix el telescopi de neutrins amb terra (Mapa: Frontera *et al.*, 2009).

El 2005, investigadors del centre de recerca Géoazur (Université de Nice Sophia Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique, Institut de Recherche pour le Développement, Observatoire de la Côte d'Azur i Université Pierre et Marie Curie) varen instal·lar un sismòmetre de fons marí de tres components i banda ampla, utilitzant el cable del telescopi de neutrins esmentat per alimentar el sensor i transmetre les dades en temps quasi real.

El sensor sísmic d'Antares, com el de Casablanca, és una adaptació del sensor estàndard CMG-3T (Güralp Systems Ltd.), utilitzat a terra en nombrosos observatoris sismològics.

És un sensor de velocitat d'alta sensibilitat (1000 V/m/s), tres components (vertical, N-S i E-W) i banda ampla amb resposta plana entre 0.003 i 50 Hz.

La instrumentació inclou un digitalitzador DM24, de 24 bits (128 dB) amb connexió de control. Això permet la configuració d'alguns paràmetres d'enregistrament, com ara el pas de digitalització (de 1 a 250 Hz), i algunes accions físiques de control del sensor, com són els calibratges i el centrament de masses. Per fer un seguiment del comportament del sensor, es realitzen mesures de temperatura i d'anivellació (*tilt*) dels components horitzontals a un mostreig de 4 Hz i un rang dinàmic més petit (96 dB), que es transmeten en el flux de dades general del sensor. L'assignació precisa del temps s'assegura mitjançant una sincronització del rellotge del digitalitzador amb el temps del sistema ANTARES cada 24 hores, que garanteix una precisió de 1 μ s (Aslanides *et al.*, 1999).

El sismòmetre i el digitalitzador estan encabits en un recipient cilíndric de titani per assegurar una estada llarga i segura a l'entorn submarí.

Per complementar els enregistraments de moviment del sòl submarí, devora el sismòmetre també es va instal·lar un sensor diferencial de pressió (DPG), sensible a la variacions de pressió en un rang de freqüència de 0.01 a 1 Hz (Cox *et al.*, 1984). El senyal analògic corresponent és digitalitzat pel DM24 com a un paràmetre ambiental més.

Durant el mes d'abril de 2006 es varen realitzar millores en la instal·lació de l'OBS Antares, en què es va soterrar completament l'OBS i es va allunyar el DPG del sensor sísmic. La Figura 5.2 mostra una imatge de l'OBS fora de l'aigua (esquerra) i una altra de la instrumentació un cop instal·lada, amb l'OBS enterrat als sediments.

L'emplaçament Antares, a 42°50'N i 6°10'E, suposa un bon compromís entre l'accessibilitat a les instal·lacions de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, a menys de 40 km de la seva seu de Seyne-sur-mer, i unes bones condicions d'observació. És en una àrea de batimetria molt suau, de fins a 300 m² amb menys d'un 1.7% de pendent, i un llit marí suficientment dur com per instal·lar les línies amb detectors òptics de 300 m d'alçada del telescopi de neutrins. El corrent marí pot ser fort, de fins a 20 cm/s, i la velocitat mitjana és de 7 cm/s, generalment en direcció E-W (Aslanides *et al.*, 1999).



Figura 5.2: Sensor sísmològic Antares abans de la seva instal·lació (esquerra) i desplegament final amb un ROV l'abril de 2006 (dreta).

Com que l'observació sísmològica no formava part del projecte inicial, l'interès sísmològic de la zona no es va tenir present per triar el lloc d'instal·lació dels sísmòmetre. La sismicitat de la zona és baixa, i la zona activa més propera es troba a uns 200 km al l'est, a l'àrea sud-oest dels Alps i la conca de Ligúria, on s'han enregistrat sismes de magnitud més gran que 5 (Larroque *et al.*, 2001).

5.2. Soroll sísmic ambiental a l'emplaçament Antares

5.2.1. Selecció i tractament de dades

Els sensors de l'emplaçament Antares han estat en funcionament des d'abril de 2005 fins a abril de 2007. En aquest treball, però, es detalla l'anàlisi del soroll sísmic ambiental de l'any 2006, perquè l'estudi de les dades corresponents a 2005 i 2007 proporcionen resultats similars. Durant aquest període es va realitzar una maniobra de reinstal·lació dels sensors que va derivar en una millora de la qualitat del senyal enregistrat: l'abril de 2006 es varen recuperar els sensors i es varen reinstal·lar, de manera que el sensor sísmic quedés completament enterrat i el sensor de pressió més allunyat del sensor sísmic. El conjunt total de dades cobreix un període de temps suficient com per observar-ne el comportament sísmic durant les diferents estacions de l'any i en diverses condicions meteorològiques i oceanogràfiques.

El senyal continu del moviment del sòl està disponible en dos intervals de mostreig: a 1 Hz i a 100 Hz. Al conjunt de dades s'hi troben *gaps* de durada variable: n'hi ha que s'allarguen alguns dies, a causa de problemes d'alimentació al sistema, i n'hi ha de només alguns minuts, produïts per errors en la transferència del senyal. D'altra banda, el registre del DPG és de 4 mostres per segon.

Les dades s'han inspeccionat visualment a fi d'eliminar-ne els terratrèmols, les explosions i altres senyals transitòries. De les dades seleccionades se n'ha corregit la resposta instrumental i se n'ha eliminat l'efecte de la deriva lineal. A més, se'ls ha aplicat una finestra de Hanning. S'ha calculat la PSD de cada un dels dies, computant-ne la mitjana de 520 segments de senyal, aproximadament, de 2^{15} mostres cadascun (és a dir, 5.46 minuts), i solapats un 50%. Els resultats de la PSD en acceleració es presenten en unitats de dB referides a $(\text{m/s}^2)/\text{Hz}$, i es comparen amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

5.2.2. Anàlisi del soroll sísmic ambiental

La Figura 5.3 mostra la densitat de potència espectral (PSD) en acceleració dels tres components (vertical, horitzontal E-W i horitzontal N-S) per un dia del mes de juny de 2006, juntament amb el model de soroll de Peterson (1993).

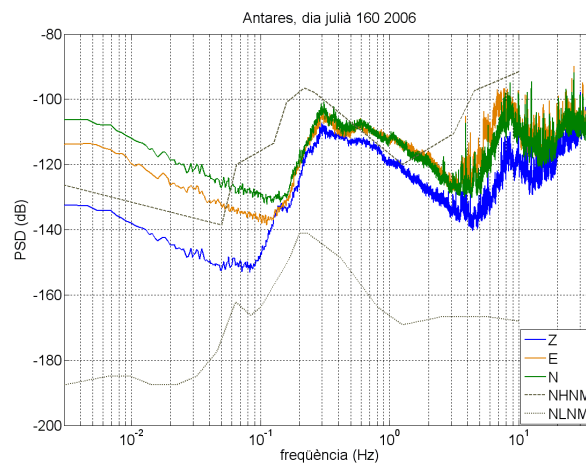


Figura 5.3: Densitat de potència espectral en acceleració d'un dia de juny de 2006 de tots els components de l'OBS Antares, junt amb les corbes de Peterson (1993).

El nivell de soroll a baixes freqüències és fins a 20 dB més alt als components horitzontals, que es troben per sobre de la NHNM de Peterson (1993), que al component vertical. Aquesta diferència s'escurça a la banda microsísmica i a altes freqüències.

A la Figura 5.4 s'hi mostra la variació temporal de la PSD en acceleració durant 2006 dels components vertical i horitzontals, respectivament. En aquestes figures s'hi observen els canvis estacionals. Durant el mesos d'estiu el nivell de soroll és menor a la banda microsísmica, i aquest efecte és especialment pronunciat al component vertical on les

variacions arriben als 30 dB. A més, també s'hi observa un descens del soroll després de la reinstal·lació del mes d'abril, sobre tot als components horitzontals.

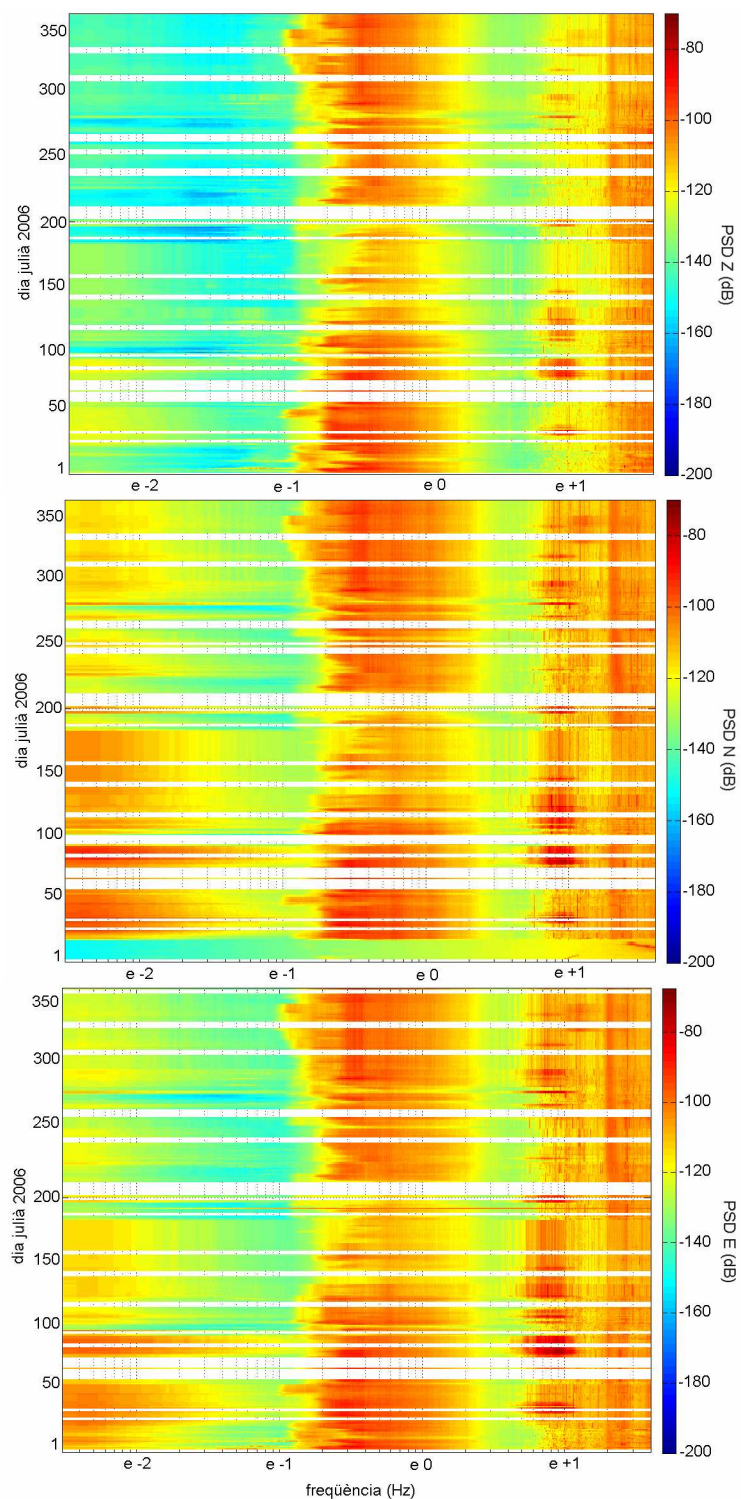


Figura 5.4: Evolució temporal de la densitat de potència espectral dels tres components de l'OBS Antares durant 2006.

5.2.2.1. Baixes freqüències

A baixes freqüències les principals fonts de soroll són la mar de fons i els corrents marins (Webb, 1998; Bormann, 2002).

Hi ha una correlació entre el nivell de soroll i la velocitat del corrent marí a la zona. El corrent marí s'amida amb un correntòmetre ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), que fa una mesura dos cops cada dia. Com s'observa a la Figura B 4 de l'annex B, en dies amb valors baixos de la velocitat del corrent marí el nivell de soroll és més petit, mentre que en dies amb velocitats altes del corrent marí, la PSD augmenta fins a 30 dB al component vertical i fins a 40 dB als horitzontals.

Com es pot veure a la Figura 5.5, a baixes freqüències hi ha un descens clar del nivell de soroll després de la maniobra de reinstal·lació de 2006, de fins a 10 dB en tots els components i que situa la PSD del senyal del component vertical entre les corbes del model de Peterson (1993).

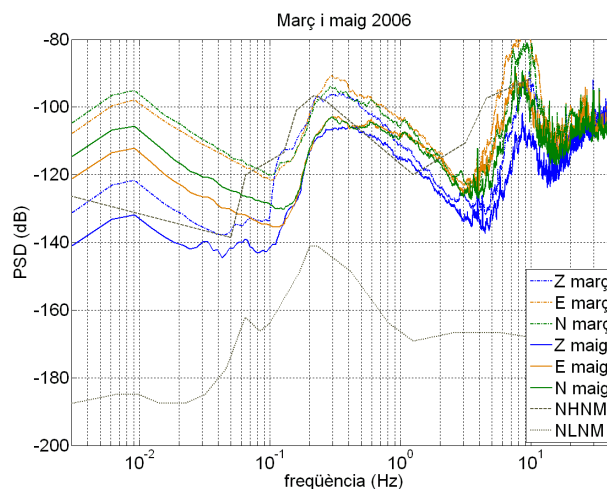


Figura 5.5: Mitjana mensual PSD dels tres components de l'OBS Antares per als mesos de març i maig de 2006, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

En aquesta banda de freqüències també s'hi observa una bona correlació entre el senyal dels dos components horitzontals. Aquesta correlació indica que el desnivell del sensor pot ser el responsable del més alt nivell de soroll als components horitzontals (Pillet i Virieux, 2007; Pillet *et al.*, 2009). La Figura 5.6 mostra els polarigrames de senyal filtrat entre 100 i 1000 s, corresponents a períodes de 12h en dies abans (a i b) i dies després de la

reinstal·lació (c i d), en diferents condicions de la velocitat del corrent marí. En dies de poc corrent marí (a i c) el nivell de soroll a baixes freqüències és més baix que en dies de velocitat alta del corrent marí (b i d). Per a (a) i (b), l'orientació del polarigrama varia en funció del temps, mostrant que el desnivell del sensor canvia el seu azimuth. Aquest comportament pot ser efecte de la instal·lació sobre els sediments i, per tant, un mal acoblament. Després de la instal·lació d'abril de 2006, però, l'orientació dels polarigrames no varia tant com en la primera etapa de funcionament de l'OBS, indicant un millor acoblament del sensor amb el sòl i una menor influència de les condicions externes, de la velocitat del corrent marí en aquest cas, sobre el comportament del sensor.

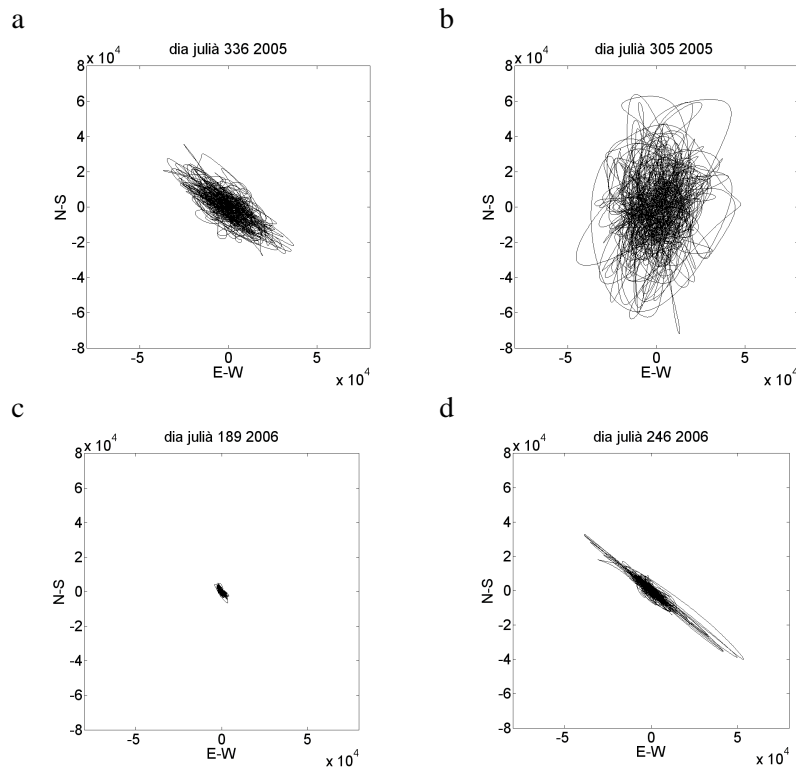


Figura 5.6: Polarigrames corresponents a dies abans de la instal·lació d'abril de 2006 (a i b) i a dies després de la instal·lació (c i d). Els gràfics a i c corresponen a dies amb una velocitat baixa del corrent marí, i els gràfics b i d, a dies amb velocitat alta. Els polarigrames estan generats amb 12h de senyal filtrada entre 100 i 1000 s.

5.2.2.2. Banda microsísmica

Com ja s'ha explicat, a freqüències intermèdies la major part del soroll ve de les ones oceàniques, que es propaguen com a modes fonamentals de les ones Rayleigh. A la Figura 5.3 s'observa un desplaçament cap a altes freqüències de les corbes de la PSD en relació al model de Peterson (1993). El pic microsísmic primari només es perfila al component vertical.

En aquesta banda de freqüència les variacions de soroll s'associen a les condicions meteorològiques (Webb, 1998). A prop de l'illa de Porquerolles hi ha instal·lada una boia que proporciona, entre d'altres, l'alçada de les onades amb una freqüència de 2 mostres per hora (<http://sauvmer.free.fr/bouees//bouees.html>). En aquest cas, per tant, es poden relacionar les variacions en el nivell de soroll amb l'alçada de les ones de la superfície marina. Com es pot veure a la Figura 5.7, en dies de males condicions meteorològiques i onades altes hi ha un increment de fins a 10 dB.

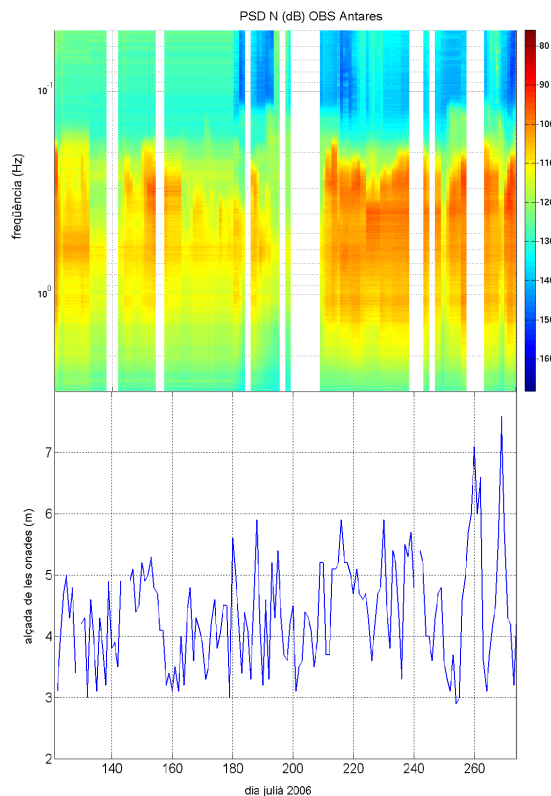


Figura 5.7: A dalt: Evolució temporal de la PSD del component horitzontal N-S de l'OBS Antares durant l'any 2006 des del dia julià 120 fins al 275. A baix: Alçada de les onades mesurada a la boia de Porquerolles.

En els dies julians 260 i 269 de 2006, per exemple, es registren valors alts del nivell de les onades a la boia de Porqueroles. En els mateixos dies, el valor de la PSD és més alt que la mitjana, especialment als components horitzontals.

També s'observa una variació estacional que queda reflectida al pic microsísmic secundari, al voltant de 0.2 Hz. Durant els mesos d'hivern presenta un nivell més alt de soroll que als mesos d'estiu. A més, el desplaçament cap a altes freqüències d'aquest microsisme és més acusat durant l'estiu, tal com s'il·lustra a la Figura 5.8 per al component vertical.

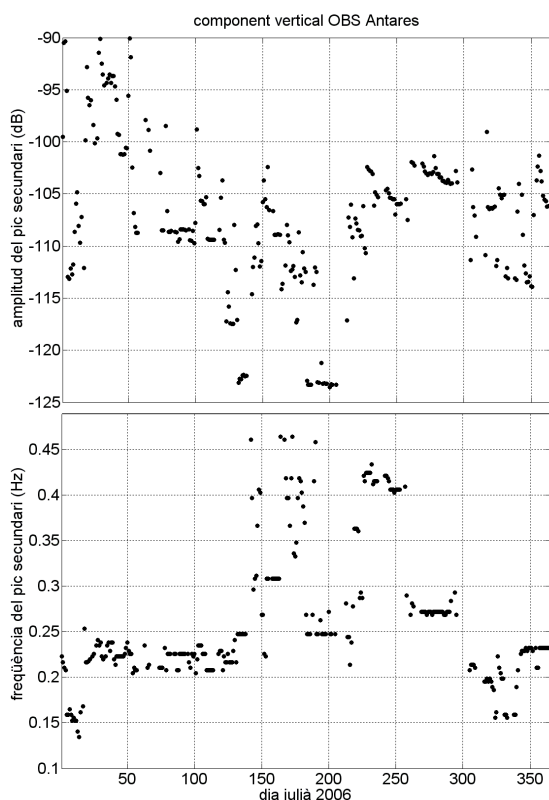


Figura 5.8: Variació estacional de l'amplitud (a dalt) i la freqüència (a baix) del pic microsísmic secundari del component vertical de l'OBS Antares durant 2006.

D'altra banda, hi ha una superposició entre el pic microsísmic secundari i alguns pics molt específics de la PSD identificables com a pics locals de ressonància. Segons Godin i Chapman (1999), es poden relacionar aquests pics de ressonància i l'estructura superficial a sota del sensor calculant la proporció entre la velocitat de cisalla més superficial i el gruix dels sediments. Aquest mètode suposa que el perfil de la velocitat de cisalla el regeix

una llei exponencial i, a més, que a la base dels sediments hi ha una capa rígida de material (Zeldernust i Stephen, 2000).

Així, la fondària depèn del mòdul de cisalla:

$$\mu = \rho_0 c_0^2 z^{2\nu} \quad \text{Eq. 5.1}$$

on ρ_0 és la densitat, que es considera constant; c_0 és la velocitat de cisalla a la capa més superficial; z és la fondària; i ν determina la llei de dependència exponencial.

El temps de trajecte doble d'una ona de cisalla que es propaga verticalment a la capa de sediments és:

$$2T = \frac{2H^{1-\nu}}{c_0(1-\nu)} \quad \text{Eq. 5.2}$$

on H és el gruix de la capa de sediments. La freqüència normalitzada és:

$$F = \frac{c_0(1-\nu)}{2H^{1-\nu}} \quad \text{Eq. 5.3}$$

La relació entre les freqüències de ressonància, f_n , i el seu número ordinal és aproximadament lineal:

$$f_n = F(n + m/2 - 1/4) \quad \text{Eq. 5.4}$$

on m i ν tenen la relació:

$$\nu = \frac{2m+1}{2(m+1)} \quad \text{Eq. 5.5}$$

Si es calcula el pendent, $M=F$, i l'ordenada a l'origen de les freqüències de ressonància, $f_0 = F(m/2 - 1/4)$, es pot calcular la relació:

$$\frac{c_0}{H^{1-\nu}} = \frac{2M}{1-\nu} \quad \text{Eq. 5.6}$$

on

$$\nu = \frac{4M + 8f_0}{6M + 8f_0} \quad \text{Eq. 5.7}$$

En el cas de l'OBS Antares s'han mesurat tres pics de ressonància, com es mostra a la Figura 5.9:

$$f_1 = 0.34 \text{ Hz}$$

$$f_2 = 0.59 \text{ Hz}$$

$$f_3 = 1.07 \text{ Hz}$$

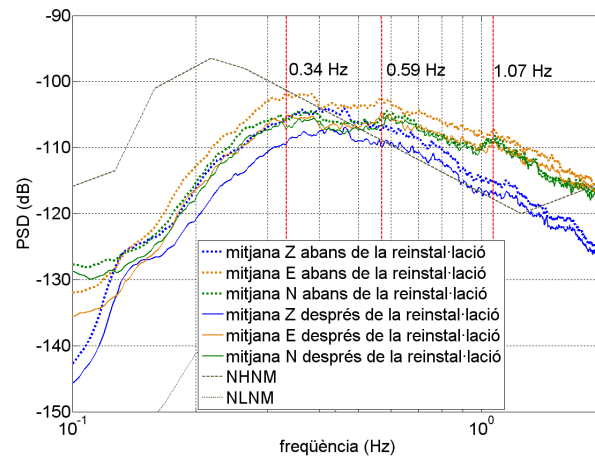


Figura 5.9: Mitjana de la PSD durant 2006 del senyal dels tres components de l'OBS Antares entre 0.1 Hz i 2 Hz, junt amb el model de Peterson (1993). Es dibuixen els pics de ressonància mesurats als components horitzontals de l'OBS després de la reinstal·lació d'abril de 2006.

La Figura 5.10 mostra el resultat de calcular la regressió lineal amb aquests tres punts:

$$f_n = 0.365 n - 0.633 \quad \text{Eq. 5.8}$$

Així, es dedueix que:

$$\nu = 0.566 \quad \frac{c_0}{H^{1-\nu}} = 1.682 \quad \text{Eq. 5.9}$$

on c_0 és en Km/s i H en km. Si s'assumeix una velocitat de cisalla entre 0.3 i 0.8 km/s a la superfície, el gruix dels sediments es dedueix entre 20 i 200 m.

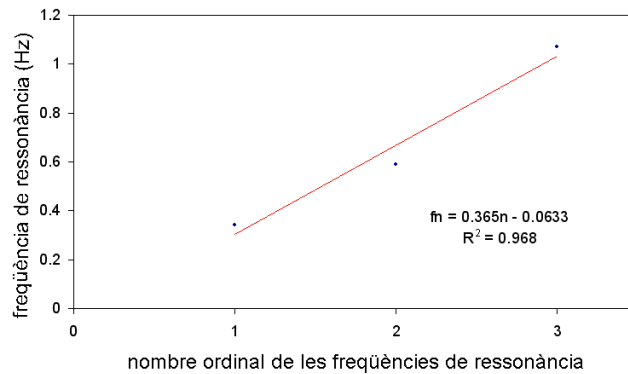


Figura 5.10: Representació de les freqüències de ressonància en funció dels corresponents nombres ordinals.

5.2.2.3. Altes freqüències

A altes freqüències el soroll sísmic ambiental el causa típicament l'activitat humana, la majoria associada a la navegació. Balenes i altres animals marins també contribueixen a augmentar el nivell de soroll en aquesta banda de freqüències. En aquest cas, la infraestructura del telescopi de neutrins també pot introduir soroll al senyal de l'OBS. Les representacions de la PSD de l'OBS Antares mostren un increment del soroll a partir de 4 Hz al component vertical i a partir de 3 Hz a tots dos components horitzontals, que arriba a uns 9 Hz per a tots tres components.

5.2.3. Correcció de soroll a baixes freqüències al component vertical de l'OBS

De la mateixa manera que s'ha realitzat al capítol anterior, s'aplica aquí el mètode de correcció del soroll a baixes freqüències proposat per Webb i Crawford (1999) i Crawford i Webb (2000), la base teòrica del qual es detalla al capítol tres. Aquestes correccions s'han d'aplicar amb molta cura en cas que hi hagi variacions en el desnivell del sensor. Després de la reinstal·lació d'abril de 2006 el desnivell és aproximadament constant. Per tant, per realitzar els càlculs de la correcció, s'ha escollit el tram de senyal que va de dia 5 a dia 8 de maig de 2006, en què no hi ha ni terratrèmols ni tirs. La coherència entre el senyal del component vertical i el del component horitzontal E és més baixa, més petita que 0.8 per a tot el rang de freqüències, com es veu a la Figura 5.11. Per aquest motiu, al procés de correcció s'ha seguit la següent seqüència:

$$Z - N \rightarrow Z'$$

$$E - N \rightarrow E'$$

$$P - N \rightarrow P'$$

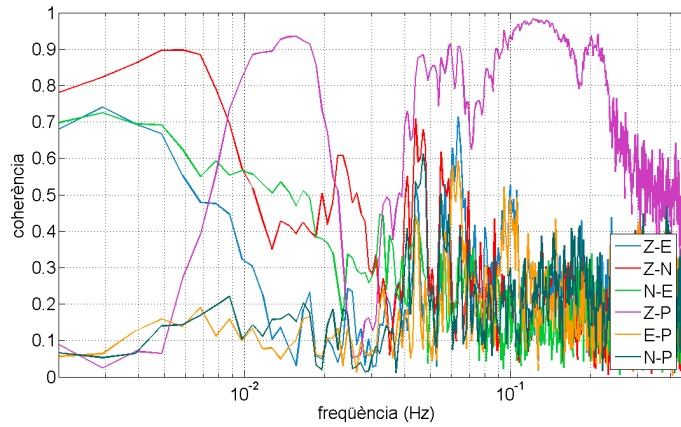


Figura 5.11: Coherència de totes les combinacions possibles del senyal dels tres components de l'OBS i del DPG per a les dades seleccionades de 2006.

A continuació es calcula la correcció dels senyals Z' i P' del soroll introduït per E' :

$$Z' - E' \rightarrow Z''$$

$$P' - E' \rightarrow P''$$

Finalment es realitza la correcció del component vertical del soroll que aporten les ones d'infragravetat, amb ambdós senyals corregits del desnivell del sensor:

$$Z'' - P'' \rightarrow Z'''$$

La Figura 5.12 mostra les funcions de coherència calculades per inferir les funcions de transferència i les correccions corresponents. La coherència entre el senyal del component vertical i el del component horitzontal N-S pren valors de fins a 0.9, que suposen una correcció d'uns 10 dB entre 0.003 i 0.007 Hz. La coherència entre el senyal del component vertical corregit de l'efecte del desnivell i el senyal del DPG s'apropa a 1 entre 0.01 i 0.2 Hz. La millora del nivell de soroll en aquesta banda de freqüències arriba fins als 15 dB.

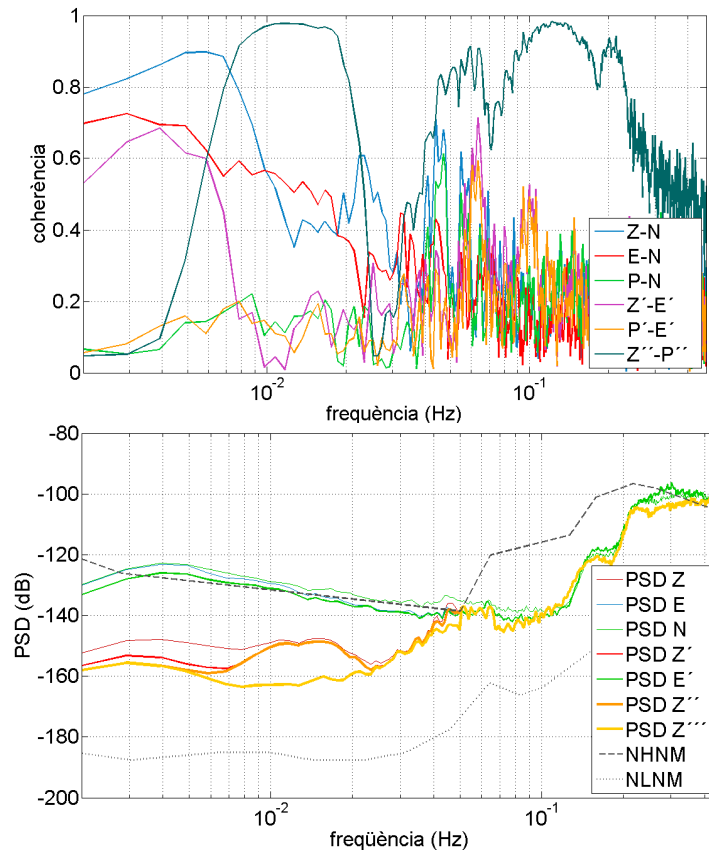


Figura 5.12: Coherència dels senyals dels tres components de l'OBS i el DPG a mesura que es realitzen les correccions el 2006 (a dalt). PSD dels senyals Z, E i N (sense corregir), Z' i E' (corregits d'N), Z'' (corregit d'N' i E') i Z''' (corregit d'N', E' i P'') corresponents al senyal seleccionat de 2005, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (a baix).

5.2.4. Comparació amb estació a terra ARBF

Gràcies a la disponibilitat del registre de l'estació a terra ARBF per al mateix període de funcionament de l'OBS Antares, es pot fer una comparació entre els nivells de soroll de tots dos sensors. Aquest sensor a terra pertany a la xarxa TGRS (*Très Grande Résolution Sismique*) i està situat a uns 50 km de la costa. El sensor és un STS-2, amb freqüència de tall a 0.008 Hz. S'ha treballat amb els canals BHZ, BHN i BHE a 25 mostres per segon. La Figura 5.13 mostra la PSD de tots dos sensors amb els tres components de cada un d'ells.

Cal tenir present que el mostreig del senyal de l'estació ARBF és de 25 mostres per segon, motiu pel qual la comparació només es pot fer fins a 10 Hz. En general el nivell de soroll a l'emplaçament ARBF és més baix que al sensor subaquàtic, comportament previsible segons els resultats coneguts fins al moment (p. ex. Webb, 1998). A baixes freqüències la

PSD de tots tres components de l'emplaçament ARBF queda dins els marges del model de Peterson (1993), però en el cas de l'OBS Antares aquest comportament només s'observa al component vertical. El nivell de soroll a tots els components és fins a 30 dB més petit a ARBF que a Antares. Aquesta diferència és més regular als components horitzontals que al vertical, en què s'observa una variació en la discrepància en els nivells de soroll de tots dos sensors, amb un màxim al voltant de 0.01 Hz. La font de soroll que marca la diferència en els dos emplaçaments és la deformació del sòl sota la pressió d'ones marines de període alt, com s'ha apuntat al tercer capítol.

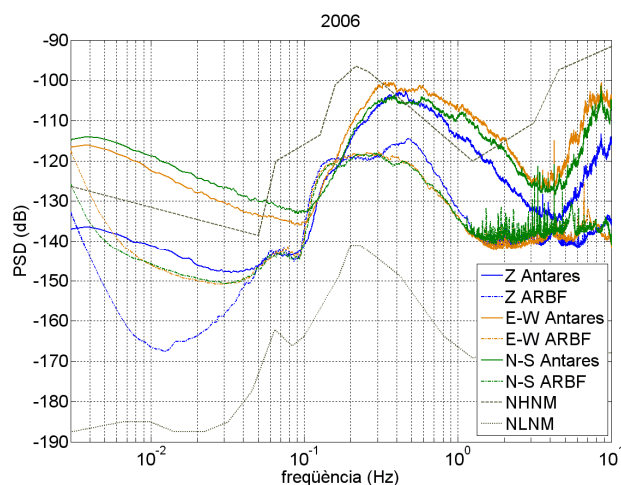


Figura 5.13: Mitjana de la PSD de l'any 2006 dels tres components de les estacions ARBF i l'OBS Antares, junt amb el model de Peterson (1993).

En general, a la banda microsísmica la PSD és de fins a 20 dB més alt a l'OBS que a ARBF, comportament que s'observa a l'interval de freqüències comprès entre el 0.2 i els 5 Hz.

Per a freqüències més altes, el nivell de soroll a l'OBS respecte d'ARBF torna a augmentar fins al voltant de 20 dB al component vertical i de 30 dB als horitzontals.

6. Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: base teòrica

Les oscil·lacions contínues de la part sòlida de la Terra produïdes per la seva interacció amb els oceans i l'atmosfera, és a dir, el soroll sísmic ambiental, és un focus d'interès per als sismòlegs que s'ha incrementat en els darrers anys. És una font d'informació no només sobre aquesta interacció (p. ex. Kedar i Webb, 2005), sinó també sobre l'escorça i el mantell superior de la Terra, informació que s'extreu de la correlació creuada de seqüències temporals llargues de soroll observades a parells d'estacions (p. ex. Shapiro i Campillo, 2004; Shapiro *et al.*, 2005). Aquest fet es deriva de les propietats fonamentals dels camps d'ones sísmiques aleatoris (p. ex. Weaver i Lobkis, 2001; Campillo i Paul, 2003).

Com a model simple de soroll sísmic ambiental prenem un camp d'ones provinent de fonts distribuïdes aleatòriament, encara que de forma no homogènia, sobre la superfície de la Terra, que majoritàriament emeten ones superficials. Les ones superficials generades prop del cercle màxim que connecta dues estacions sísmiques interfereixen de forma constructiva a les correlacions creuades. La sèrie temporal resultant mostra les arribades dels paquets d'ones a les parts positiva i negativa de l'eix del temps, anomenades en anglès *causal* i *acausal*, respectivament. Aquestes arribades corresponen a la propagació de les

ones superficials d'una estació a una altra, en un sentit i en el sentit invers, respectivament, prop del cercle màxim que les uneix. Sovint s'observa una asimetria en l'amplitud a les correlacions creuades, causada per la distribució no homogènia de les fonts, tal com es detallarà més endavant (Stehly *et al.*, 2006; Shapiro *et al.*, 2006).

Diversos autors han demostrat recentment que la funció de Green d'un cos finit i irregular es pot obtenir de la correlació creuada d'un camp ondulatori difús (ones planes propagant-se de manera aleatòria en totes direccions) observat a dues estacions (Weaver i Lobkis, 2001; Snieder, 2004; Lobkis i Weaver, 2001; Weaver i Lobkis, 2002). La funció de Green resultant és el camp d'ones que es rebria a la posició d'un d'aquests dos receptors si hi hagués una font impulsiva a l'altra. La precisió de la funció de Green reconstruïda depèn del grau de desordre dels paràmetres del medi i de la durada del senyal. Idealment, les correlacions creuades s'haurien de calcular en un règim en què el flux net d'energia fos nul, condicions que es donen després d'una dispersió suficientment llarga del camp ondulatori entre les heterogeneïtats del medi (Malcolm *et al.*, 2004; Wapenaar, 2004).

Segons Lin *et al.* (2006), el soroll sísmic ambiental conté un component significatiu d'energia d'ones Rayleigh de banda ampla, des de períodes d'alguns segons fins a més de 150 s, com han mostrat, per exemple, Shapiro i Campillo (2004). Aquest soroll és coherent al llarg de grans distàncies i s'ha demostrat que és útil per fer una estimació de les funcions de Green del mode fonamental de les ones Rayleigh. Al resultat del càlcul de les correlacions creuades se li pot mesurar la dispersió i poden construir-se mapes de dispersió a diverses escales i bandes de freqüència, com s'ha fet a Amèrica del Nord, Europa i Àsia, entre d'altres (p. ex. Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005; Villaseñor *et al.* 2007, Li *et al.*, 2009).

6.1. Antecedents

Tradicionalment s'han mesurat les velocitats de les ones sísmiques a l'interior de la Terra en base a observacions d'ones emeses per terratrèmols o explosions provocades per l'home. En les darreres dècades, gràcies al desplegament d'un gran nombre d'estacions sísmiques de banda ampla d'alta qualitat arreu del món, s'han realitzat nombrosos estudis tomogràfics tant a escala regional com global, utilitzant temps d'arribada d'ones internes,

corbes de dispersió d'ones superficials i mètodes d'ajust de formes d'ona (Yang *et al.*, 2007).

La tomografia d'ones superficials és especialment útil per obtenir informació sobre l'escorça i el mantell superior tant a escala regional com global. Com que es propaguen paral·lelament a la superfície de la Terra, aquestes ones solen generar una millor cobertura de trajectòries a la part més superficial de la Terra que les ones internes amb la mateixa distribució d'estacions sísmiques (Yang *et al.*, 2007).

Les ones superficials a diferents períodes informen sobre l'estructura de la Terra a diferents fondàries. Com més llarg és el període, major és la fondària a què és sensible. A Europa s'han realitzat molts estudis de tomografia tradicionals amb ones superficials a escala regional (p. ex. Nolet, 1977; Lomax i Snieder, 1995; Levshin *et al.*, 2007), i a escala continental (p. ex. Panza *et al.*, 1980; Snieder, 1988; Ritzwoller i Levshin, 1998).

Tanmateix, als estudis de tomografia basada en ones superficials provinents de terratrèmols hi ha limitacions que són independents del nombre d'estacions sísmiques disponibles. D'una banda, les ones superficials només cobreixen certs azimuths privilegiats a causa de la distribució no homogènia dels terratrèmols. A més, a zones sense sismes les mesures només es poden fer amb terratrèmols llunyans. D'altra banda, és difícil obtenir mesures de dispersió de períodes més petits que 20 s a partir de sismes llunyans per mor de l'atenuació intrínseca i la dispersió al llarg de les trajectòries dels raigs. Cal destacar que les ones de períodes inferiors a 20 s són les més útils per determinar l'estructura de l'escorça superior. En tercer lloc, les inversions d'ones sísmiques superficials requereixen certa informació sobre les fonts, com ara la localització hipocentral i el tensor moment, en alguns casos, que tenen una incertesa intrínseca particularment alta per a sismes petits (Yang *et al.*, 2007).

Algunes d'aquestes dificultats lligades als estudis tradicionals de tomografia amb ones superficials provinents de terratrèmols es poden minvar amb observacions fetes amb camps difusos, com ara el soroll ambiental o les ones de coda. Com s'ha explicat més amunt, la correlació creuada de registres de dues estacions sísmiques dona una estimació de la funció de Green entre les dues estacions, modulada per l'espectre de la font de soroll. Amb una densitat suficient d'estacions sísmiques es garanteix una cobertura més homogènia de trajectòries que amb els estudis amb terratrèmols, així com l'obtenció d'informació a

períodes més petits, necessària per determinar l'estructura de l'escorça i el mantell superior (Yang *et al.*, 2007).

6.2. Distribució de les fonts de soroll

La distribució de les fonts de soroll queda reflectida a les formes de les correlacions creuades. Si la distribució és homogènia, s'espera que les parts positiva (*causal*) i negativa (*acausal*) de les correlacions creuades, corresponents a la funció de Green del medi, siguin aproximadament simètriques tant en amplitud com en temps d'arribada. A la pràctica, però, les parts *causal* i *acausal* poden mostrar amplituds ben diferents. Aquest fenomen depèn directament del flux d'energia de les ones que viatgen d'una estació a l'altra. Com es mostra a la Figura 6.1, en el cas d'una distribució perfectament isòtropa de les fonts de soroll el flux d'energia entre dues estacions és el mateix i la correlació creuada és simètrica.

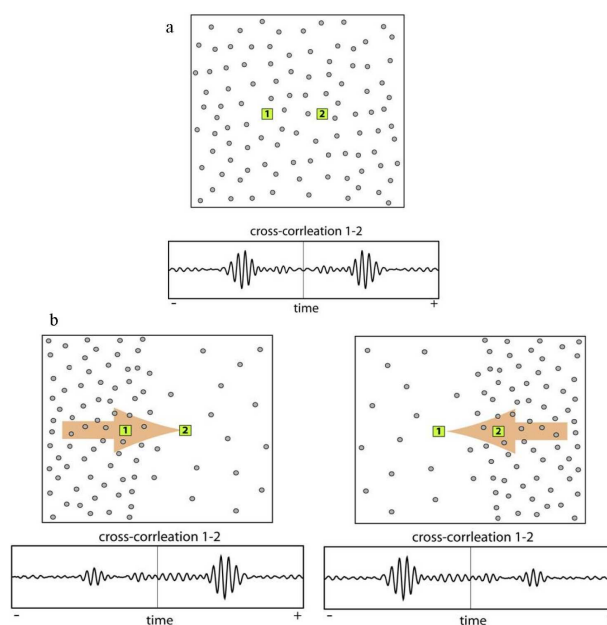


Figura 6.1: Il·lustració esquemàtica de l'efecte a les correlacions creuades de la distribució de les fonts de soroll en termes de la seva homogeneïtat. (a) Correlació creuada simètrica entre 1 i 2 obtinguda per una distribució homogènia de les fonts de soroll. (b) Correlació creuada asimètrica en amplitud, però no en temps d'arribada, associada a una distribució inhomogènia de les fonts de soroll (Stehly *et al.*, 2006).

En canvi, si la densitat de fonts de soroll és major en una part que en una altra, la quantitat d'energia que viatja en les dues direccions és diferent i el resultat de calcular la correlació creuada és una figura asimètrica en amplitud, si bé no ho és en temps d'arribada. Una conseqüència remarcable d'aquest efecte és que l'asimetria de les correlacions creuades calculada entre diversos parells d'estacions es pot utilitzar per mesurar la direcció predominant del flux d'energia respecte a la xarxa d'estacions (Stehly *et al.*, 2006).

6.3. Aplicació de mètodes de tomografia d'ones superficials amb soroll ambiental

Les primeres temptatives per utilitzar la tomografia d'ones superficials amb soroll ambiental es varen fer amb estacions del sud de Califòrnia (Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005). Com a resultat d'aquests estudis es varen obtenir mapes a períodes entre 7.5 i 15 s que mostraven una molt bona correlació amb les principals unitats geològiques de la zona, amb anomalies de baixa velocitat a les majors conques sedimentàries i d'alta velocitat als nuclis ígnics de les principals serralades muntanyoses.

Més recentment s'han realitzat aplicacions a Corea del Sud (Cho *et al.*, 2007), al Tibet (Yao *et al.*, 2006) i a Nova Zelanda (Lin *et al.*, 2007) entre molts d'altres indrets. La majoria d'aquestes aplicacions s'han fet a la banda microsísmica, per sota dels 20 s de període. Però també se n'han realitzat a bandes de freqüència més amples, esteses a períodes més llargs i, per tant, s'han pogut fer estudis que comprenen àrees cada cop més grans, com ara a Europa (Yang *et al.*, 2007).

6.4. Corbes de dispersió

Bensen *et al.* (2007) sintetitzen el tractament de dades que s'ha desenvolupat des dels primers treballs fins al moment en l'obtenció de mesures de dispersió d'ones superficials a partir de correlacions de soroll. L'esquematitzen en quatre passos principals, tal com es mostra a la Figura 6.2. :

1. Preparació de les dades de les estacions individuals.
2. Correlació creuada i acumulació temporal dels resultats.
3. Mesura de les corbes de dispersió.

4. Control de qualitat, on s'hi inclou anàlisi d'errors i selecció de les mesures acceptables.

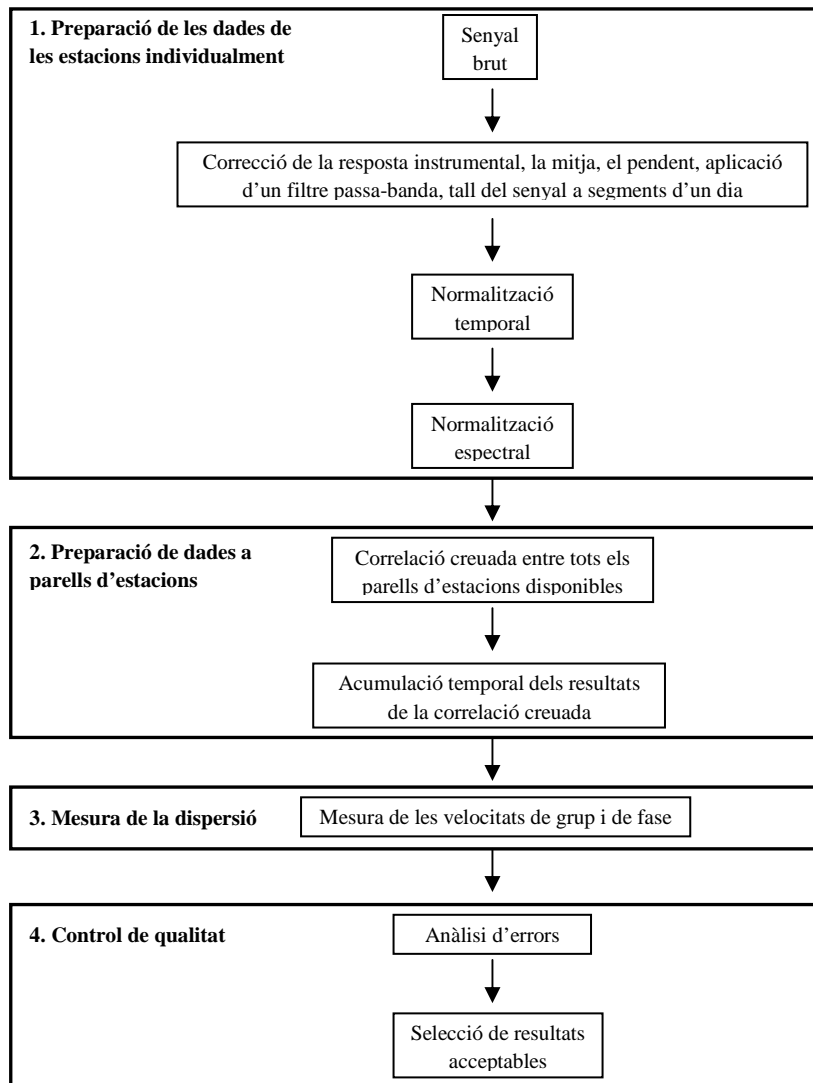


Figura 6.2: Esquema dels passos a seguir en el procés de dades per al càlcul de la tomografia d'ones superficials amb soroll ambiental.

6.4.1. Preparació de les dades de les estacions individuals

La primera fase del procés consisteix a preparar el senyal de cada una de les estacions individualment. L'objectiu d'aquest pas és accentuar el soroll ambiental de banda ampla esborrant el senyal dels terratrèmols i les irregularitats instrumentals, com ara centrats de massa, polsos de calibració o *spikes*, que tendeixen a enfosquir el soroll.

En primer lloc s'han d'homogeneïtzar les dades recopilades en diversos formats. Les dades es decimen, a fi que totes elles tinguin el mateix mostreig. En cas que hi hagi gaps al

senyal, s'omplen amb una xifra corresponent a la mitja de les mostres precedents i posteriors al buit.

El senyal es corregeix per la resposta instrumental, la mitjana i el pendent. A continuació se li aplica un filtre passa banda perquè només romanguin els períodes desitjats i es talla per tal que quedin trams de la mateixa durada.

A continuació s'aplica una normalització temporal al senyal, per destacar el soroll sísmic ambiental d'aquest ample de banda, procurant treure el senyal dels terratrèmols i les irregularitats instrumentals. En general, l'apantallament del soroll per part del senyal d'un sisme és més acusat a períodes per sobre dels 15 s, és a dir, a períodes més grans que els corresponents a la banda microsísmica. Els sismes són fenòmens irregulars i, tot i l'existència de catàlegs de localització d'epicentres, no sempre són complerts. A més, com que el volum de dades que es tracta és molt gran, la normalització temporal del senyal és imprescindible perquè es pot realitzar de forma automàtica i s'estalvia la tasca de revisar manualment el la totalitat del senyal.

Existeixen diferents tipus de normalització temporal. Bensen *et al.* (2007) discuteixen la qualitat de diversos mètodes i conclouen que el més adequat és el de la normalització de mitjana mòbil absoluta (*running-absolute-mean normalization*) perquè és el més flexible i adaptable a les dades. Aquest mètode calcula la mitjana mòbil del valor absolut de la forma d'ona per a una finestra temporal de normalització de llargada fixa i pondera la forma d'ona al centre de la finestra a la inversa d'aquesta mitjana, com es mostra a l'exemple de la Figura 6.3. Donada una sèrie temporal discreta d_j , es calcula el pes de la normalització pel punt temporal n com:

$$w_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| \quad \text{Eq. 6.1}$$

on $2N+1$ és l'amplitud de les finestres de normalització.

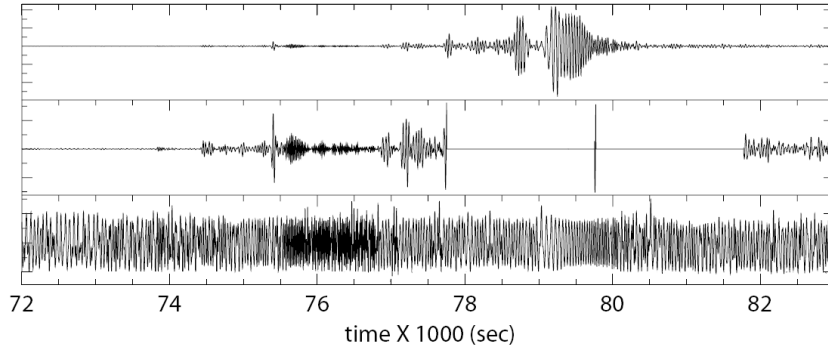


Figura 6.3: Formes d'ona exemplificant un test de normalització temporal. Tots els senyals estan filtrats passa-banda entre 20 i 100 s per mostrar millor la contaminació deguda al senyal del terratrèmol. A dalt, senyal brut d'unes 3 h de dades d'un terratrèmol $M_s=7.2$ a la frontera entre Afganistan i Tajikistan enregistrat a l'estació ANMO (Albuquerque, NM, EEUU). Enmig, detecció i sostracció automàtica del sisme, tal que si l'amplitud màxima és major que un cert llindar, els propers 30 min es fan zero. A baix, *running absolute mean normalization* (figura: modificada de Bensen *et al.*, 2007).

Les dades normalitzades són:

$$\overline{d_n} = d_n / w_n \quad \text{Eq. 6.2}$$

A més de la normalització temporal, és necessari un segon tractament en termes similars, però al domini de les freqüències, anomenat normalització espectral o *whitening*. Consisteix a calcular la ponderació inversa de l'espectre complex mitjançant una versió suavitzada de l'espectre d'amplitud.

L'espectre del soroll sísmic ambiental no és monocromàtic, sinó que presenta major amplitud en certes bandes de freqüència. D'una banda existeixen pics de major amplitud de caràcter estacional, marcadament monocromàtics, com el que s'observa a 26 s, la font del qual se situa prop del Golf de Guinea (Shapiro *et al.*, 2006). Cal destacar que, típicament, aquest pic no es veu si no es fa la normalització temporal. Bensen *et al.* (2007) analitzen la diferència entre l'espectre brut i el resultat que s'obtenen de l'aplicació de la normalització espectral a un senyal de correlació creuada amb el pic de 26 s ben marcat. El *whitening* produeix un efecte d'equilibri de les amplituds a totes les freqüències, deixant de destacar el pic a 26 s, com es pot apreciar a la Figura 6.4. L'aplicació d'un filtre a 26 s no resulta més eficient que la normalització espectral.

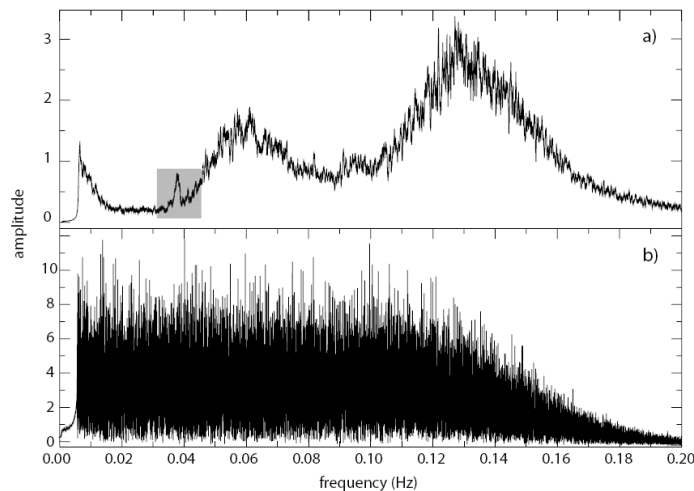


Figura 6.4: Espectre en amplitud de dades del component vertical a 1 compte per segon a l'estació HRV (Harvard, MA, EEUU) de dia 5 de juliol de 2004 per al senyal brut (a) i un cop aplicada la normalització espectral (b). El quadre ombrejat indica el senyal a 26 s de període amb origen al Golf de Guinea (Bensen *et al.*, 2007).

D'altra banda, el *whitening* redueix els desequilibris en els espectres d'estacions individuals, fins i tot en casos en què l'efecte del pic a 26 s és dèbil. Per a períodes corresponents als pics microsísmics primari i secundari (15 s i 7.5 s, respectivament) també hi ha una major amplitud que queda equilibrada amb l'aplicació de la normalització espectral.

6.4.2. Tractament de dades entre parells d'estacions

Un cop realitzat el procés preparatori del senyal per a cada estació de forma individual, es passa a fer les correlacions creuades del senyal de cada una de les estacions amb cada una de les altres. Si n és el nombre d'estacions, el nombre de correlacions és $n(n-1)/2$. Possiblement no totes les correlacions creuades que es calculin es podran aprofitar, en base a una sèrie de criteris de control de qualitat que es detallen més endavant. En tot cas, les correlacions es calculen per a tots els parells d'estacions disponibles i el control de qualitat es farà *a posteriori* de forma que sigui possible la mesura de les velocitats de fase i de grup per a cada recorregut de les ones comprès entre cada un dels parells d'estacions.

Les correlacions es calculen utilitzant fitxers diaris en el domini freqüencial. Un cop es trasllada el resultat al domini temporal, se suma el senyal de cada dia per mesos. Els resultats de les correlacions creuades acumulades per cada mes se sumen per tot el període

de temps disponible (*stack*). Aquesta operació té com a efecte una millora en la relació senyal-soroll (SNR, *signal-to-noise ratio*). En general, com més llarga sigui la sèrie temporal, millor serà la SNR. Segons Bensen *et al.* (2007) la relació senyal-soroll depèn de la freqüència del senyal, la localització de les estacions i la seva distància. L'emergència del senyal respecte al soroll en funció de la quantitat de temps per al qual s'ha acumulat el resultat de les correlacions creuades depèn de la freqüència. Tal com es veu a la Figura 6.5, a períodes pels què el nivell de soroll ambiental és menor, l'emergència del senyal és més lenta que a períodes amb una major amplitud de soroll sísmic, com és el cas de la banda microsísmica i de la corresponent a l'*Earth hum* (oscil·lacions continuades de la Terra no explicables per l'ocurrència de terratrèmols i possiblement causades per la interacció atmosfera-oceans-sòl oceànic (Rhie i Romanowicz, 2004; Webb, 2007)).

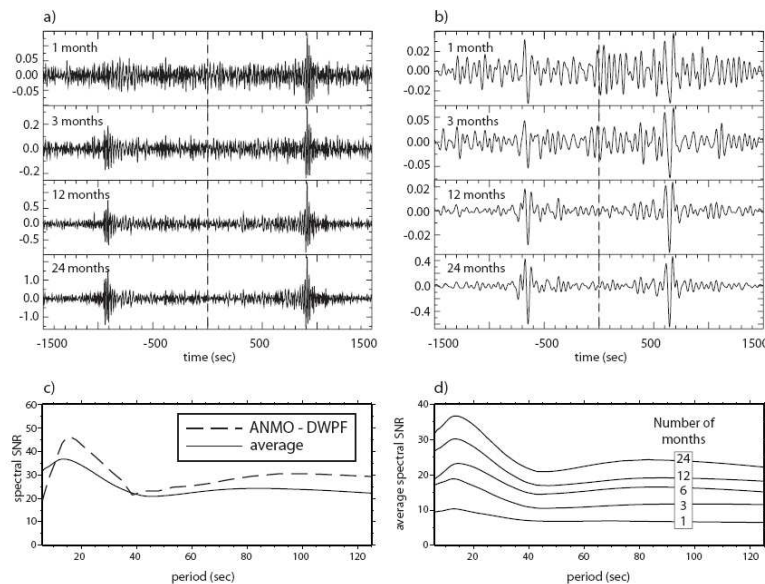


Figura 6.5: Exemple de l'emergència de les ones Rayleigh per a sèries creixents de temps. (a) Correlacions creuades del parell d'estacions ANMO i DWPF (DisneyWilderness Preserve, FL, USA) filtrades amb un filtre passa-banda entre 5 i 40 s, per a les sèries temporals indicades a la figura. (b) Idem (a), però amb un filtre passa-banda entre 40 i 100 s. (c) Relació senyal-soroll espectral per les correlacions creuades de 24 mesos del parell d'estacions ANMO-DWPF (línia discontinua); mitjana de la relació senyal-soroll espectral per tots els parells d'estacions de la xarxa GSN (Global Seismic Network) als EEUU (línia contínua). (d) mitjana de la relació senyal-soroll espectral per tots els parells d'estacions de la xarxa GSN als EEUU per a sèries temporals de diferents durades (1, 3, 6, 12 i 24 mesos) (Bensen *et al.*, 2007).

6.4.3. Mesura de la dispersió

La suma de les correlacions creuades per tot el temps disponible de cada un dels recorreguts entre parells d'estacions és l'estimació de la funció de Green empírica. Aquest senyal es pot tractar com si fos un sismograma i, per tant, se li pot mesurar la velocitat de fase i de grup en funció del període, ja que es tracta d'un senyal dispersiu.

El mètode utilitzat per realitzar la mesura és l'anàlisi de freqüència-temps (FTAN, sigles en anglès de *frequency-time analysis*). Aquest mètode consisteix a aplicar al senyal una sèrie de filtres gaussians d'amplada molt petita per estudiar cada un dels períodes. (Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1992; Bensen *et al.*, 2007).

Seguint la notació de Bracewell (1978), l'expressió en domini temporal d'un senyal analític $S_a(t)$ d'un senyal $s(t)$ resulta:

$$S_a(t) = s(t) + iH(t) = |A(t)| \exp(i\phi(t)) \quad \text{Eq. 6.3}$$

on $H(t)$ és la transformada de Hilbert de $s(t)$. Per construir una funció freqüència-temps al senyal analític se li apliquen una sèrie de filtres estrets passa-banda de Gauss, de freqüència central ω_0 :

$$S_a(\omega, \omega_0) = S(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))G(\omega - \omega_0) \quad \text{Eq. 6.4}$$

on sgn és la funció signe i

$$G(\omega - \omega_0) = \exp \left[-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_0}{\omega} \right)^2 \right] \quad \text{Eq. 6.5}$$

on α és un paràmetre variable que defineix la resolució en la freqüència i que s'acostuma a fer dependre de la distància entre les estacions. Si s'aplica una antitransformada de Fourier a cada un dels senyals filtrats per retornar al domini temporal s'obté una funció embolcall suavitzada $|A(t, \omega_0)|$ i una funció fase $\phi(t, \omega_0)$. La velocitat de grup es mesura utilitzant $|A(t, \omega_0)|$ i la velocitat de fase, utilitzant $\phi(t, \omega_0)$. El temps d'arribada de grup $\tau(\omega_0)$, com a funció de la freqüència central del filtre de Gauss aplicat, es mesura al pic de la funció embolcall, de manera que la velocitat de grup és:

$$U(\omega_0) = \Delta / \tau(\omega_0) \quad \text{Eq. 6.6}$$

on r és la distància entre les estacions.

6.4.3.1. Mesura de la velocitat de grup

La mesura de la velocitat de grup es pot sintetitzar en vuit fases, segons Bensen *et al.* (2007). La Figura 6.6 il·lustra aquest procés amb un exemple.

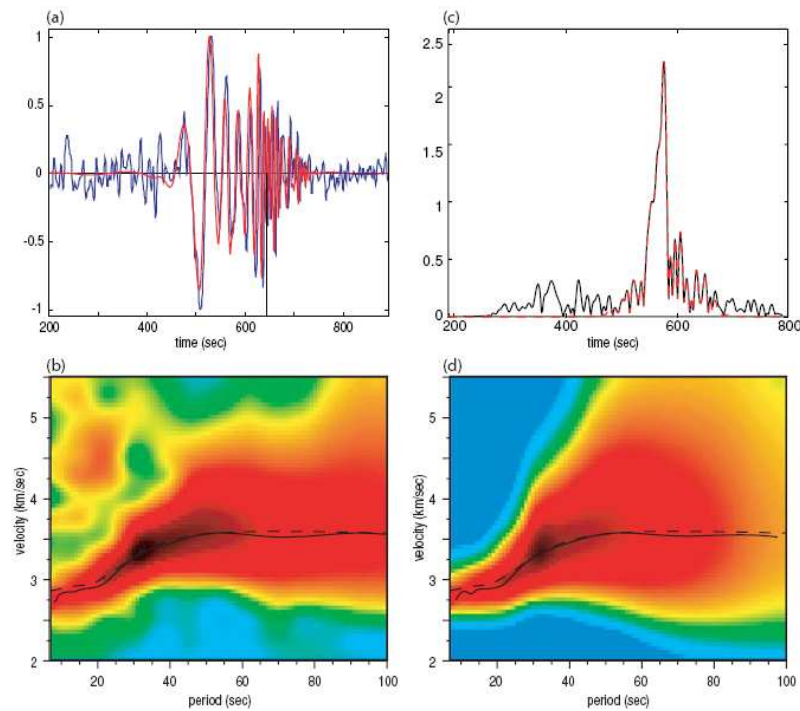


Figura 6.6: Representació gràfica de FTAN. (a) Formes d'ona bruta (blau) i neta (vermell) per a una correlació creuada de 12 mesos entre les estacions ANMO i COR (Corvallis, OR, EEUU). (b) Diagrama FTAN brut, corba de velocitat de grup mesurada (línia contínua) i corba predita pel model 3-D de Shapiro i Ritzwoller (2002) (línia discontinua). (c) Senyal no dispersat (línia negra) i senyal net (vermella discontinua). (d) Diagrama FTAN net, corba de velocitat de grup mesurada (línia contínua) i corba predita pel model 3-D de Shapiro i Ritzwoller (2002) (línia discontinua) (Bensen *et al.*, 2007).

En primer lloc, es realitza una representació FTAN, freqüència (període) – temps (velocitat de grup) calculant el logaritme del quadrat de l'embolcall del senyal analític, $\log/A(t, \omega_0)^2$. Aquest valor és presentat verticalment a una malla de diferents valors de ω_0 i t per generar una matriu que es pot representar en una imatge 2-D. La velocitat de grup es correspon al temps i el període a la freqüència central del filtre.

A la segona fase, cada un dels màxims de $\log/A(t, \omega)/^2$ es representa en funció del període per obtenir una corba de velocitat de grup.

El tercer punt consisteix a netejar la forma d'ona de possible contaminació i generar una corba de velocitat de grup alternativa. Es defineix un filtre anti-dispersió (*anti-dispersion filter*) o filtre adaptat de fase (*phase-matched filter*) per a un ample de banda determinat (Levshin i Ritzwoller, 2001).

A continuació, en el quart pas, s'aplica aquest filtre a la forma d'ona per produir un senyal no dispersat. A la cinquena fase s'identifica el soroll contaminant i es treu del senyal no dispersat. En sisè lloc, la forma d'ona neta no dispersada es torna a dispersar. Seguidament, al setè punt, la imatge FTAN de la forma d'ona neta es representa de la mateixa forma que es fa al primer pas amb la forma d'ona bruta. Finalment, com al segon, la cresta de la funció $\log/A(t, \omega)/^2$ del senyal net es representa en funció del període per obtenir la corba de la velocitat de grup neta.

Aquest procés pot automatitzar-se completament o bé realitzar alguns dels passos a mà, en concret el tercer pas, on l'analista defineix el *phase-matched filter* i la banda de freqüència d'interès, i el pas cinquè, on l'analista interactua amb el senyal no dispersat per treure'n el soroll.

L'automatització del pas tres necessita el resultat del segon pas per calcular el *phase-matched filter*. Per a formes d'ona provinents de la correlació creuada de soroll ambiental, sempre que la SNR sigui bona, aquest procés és més senzill que per a les formes d'ona de terratrèmols perquè els buits espectrals són poc usuals. D'altra banda, la distància considerada en els estudis amb soroll ambiental, és a dir, la distància entre estacions, és típicament més curta que la distància entre l'epicentre i les estacions, que és el paràmetre equivalent utilitzat en estudis amb terratrèmols i, per tant, el problema de *multipathing*, que implica una focalització i desfocalització de les ones sísmiques a causa de variacions laterals en la velocitat, no és tan acusat. El programa suavitza les corbes en cas que hi hagi variacions molt sobtades respecte la seva tendència i en cas d'haver-hi gaps omple els buits fent una interpolació. La normalització espectral ajuda a minimitzar els salts sobtats en les corbes i la manca de completesa.

Per automatitzar el pas cinc se selecciona el senyal no dispersat del soroll del voltant. En el cas de les correlacions creuades amb soroll ambiental sovint es troben primeres arribades irrealment que poden falsejar el temps d'arribada del paquet d'energia. L'aplicació de *phase-matched filters* ajuda a reduir aquest efecte i, en general, suavitza la corba de velocitat de grup.

Tanmateix, segons Bensen *et al.* (2007), l'aplicació de *phase-matched filters* pot ser problemàtica en cas que la banda de freqüències tractada sigui estreta. En aquest cas el senyal no dispersat mostrarà lòbuls laterals importants que s'haurien de tenir presents al procés de neteja del senyal no dispersat, però si són prou persistents en el temps aquest procés serà poc efectiu. D'altra banda, si no s'inclouen aquests lòbuls laterals a la forma d'ona seleccionada el senyal redispersat estarà esbiaixat i la corba de dispersió sovint serà de forma ondulatòria a la zona més extrema dels llargs períodes. Per tant, es recomana la utilització de *phase-matched filters* només a senyals de banda ampla.

6.4.3.2. Mesura de la velocitat de fase

La velocitat de grup, $U(\omega)$, es mesura analitzant la funció embolcall, $|A(t, \omega)|$. La velocitat de fase, però, no es pot deduir directament de la velocitat de grup. Tanmateix, la velocitat de grup sí que es pot calcular a partir de la velocitat de fase.

Siguin les velocitats de grup U i de fase c :

$$\begin{aligned} U &= \partial \omega / \partial k \\ c &= \omega / k \end{aligned} \tag{Eq. 6.7}$$

i la lentitud de grup i de fase, respectivament:

$$\begin{aligned} s_u &= U^{-1} \\ s_c &= c^{-1} \end{aligned} \tag{Eq. 6.8}$$

on k és el número d'ona. Llavors:

$$s_u = \partial k / \partial \omega = \partial(\omega s_c) / \partial \omega \tag{Eq. 6.9}$$

D'aquí s'obté una equació diferencial de primer ordre que relaciona la lentitud de grup i de fase a una freqüència ω

$$\frac{\partial s_c}{\partial \omega} + \omega^{-1} s_c = \omega^{-1} s_u \quad \text{Eq. 6.10}$$

Com es veu en aquesta equació, si la velocitat de fase és coneguda, la velocitat de grup es pot calcular directament. Però si el que es coneix és la velocitat de grup, s'ha de resoldre l'equació diferencial, la solució de la qual conté una constant d'integració que generalment és desconeguda. La solució d'aquesta equació diferencial és:

$$s_c(\omega) = \omega^{-1} \left(\int_{\omega_n}^{\omega} s_u(\omega) d\omega + \omega_n s_c^n \right) \quad \text{Eq. 6.11}$$

on la constant d'integració s'ha escrit en termes d'una condició de contorn que suposa conèixer la velocitat de fase a una freqüència determinada ω_n : $s_c(\omega_n) = s_c^n$. Generalment no es dona aquesta condició, però el coneixement de la velocitat de grup pot ajudar igualment a trobar la velocitat de fase. La corba de velocitat de grup requereix informació addicional que es deriva de la fase del senyal analític. En primera aproximació, aquesta fase està composta d'un terme de propagació, una fase inicial a la font i un terme d'ambigüitat de fase. Per a una freqüència instantània ω , es pot expressar com:

$$\phi(t, \omega) = k\Delta - \omega t - \phi_s - \phi_a \quad \text{Eq. 6.12}$$

on t és el temps de recorregut, Δ és la distància entre estacions, k és el número d'ona, ϕ_s és la fase a la font i ϕ_a és el terme d'ambigüitat de fase. Si s'avalua la fase observada al moment d'arribada de grup, $t_u = \Delta / U$, i $k = \omega s_c$, es troba la següent expressió per a la lentitud de fase:

$$s_c = s_u + (\omega \Delta)^{-1} (\phi(t_u) + \phi_s + \phi_a) \quad \text{Eq. 6.13}$$

Per tant, la velocitat de grup defineix el moment en què s'avalua la fase observada.

Per a estudis amb terratrèmols ϕ_s se sol calcular a partir de les solucions del CMT, *centroid moment tensor* (<http://www.globalcmt.org>). Un dels avantatges dels estudis amb velocitat de grup és que la fase a la font hi juga un paper secundari, particularment a períodes de

l'ordre dels 5 s (Levshin *et al.*, 1999). Per tant, les velocitats de grup es poden mesurar sense ambigüitats amb terratrèmols petits sense un coneixement previ del CMT. Però per a correlacions creuades amb soroll superficial, aquest aspecte és molt més senzill, ja que la fase a la font ha de ser zero: $\phi_s = 0$.

Tant per a estudis amb terratrèmols com amb soroll ambiental, el terme d'ambigüitat de fase conté una part derivada de l'ambigüitat 2π inherent a qualsevol espectre de fases. $\phi_a = 2\pi N$, on $N=0, \pm 1, \pm 2, \dots$. En general, aquesta ambigüitat es pot resoldre utilitzant un model 3D (p. ex. Shapiro i Ritzwoller, 2002) o mapes de velocitat de fase (p. ex. Trampert i Woodhouse, 1995; Ekstrom *et al.*, 1997) per predir les velocitats de fase a llargs períodes. El valor de N que es tria és el que dona una major semblança entre el model i l'observació. Com a mesura de control de qualitat, com s'explica més endavant, Bensen *et al.* (2007) recomanen fer mesures de dispersió només fins a un període tal que a la distància que hi ha entre les estacions hi càpiguen, com a mínim, tres longituds d'ona.

$$\Delta \geq 3\lambda$$

$$\tau \leq \Delta/3c$$

Si suposem una velocitat de propagació de les ones superficials d'uns 4 km/s:

$$\tau_{\max} = \Delta/12$$

Per tant, per obtenir mesures a 40 s, cal una distància entre les estacions de 500 km. Si la resolució de l'ambigüitat de fase requereix observacions a 100 s, llavors és necessària una $\Delta = 1200$ km. Així, per a mesures amb soroll ambiental, si les observacions es limiten a períodes més curts que aquests, l'ambigüitat de fase és difícil de resoldre.

En estudis amb correlacions creuades amb soroll ambiental al terme d'ambigüitat de fase hi ha implicat un altre factor, $\pi/4$, que es deriva de la integració de la fase estacionària en la direcció perpendicular a la línia que uneix dues estacions (Snieder, 2004). En principi es fa la suposició que les fonts de soroll estan distribuïdes uniformement i, en aquest cas, el signe del factor depèn del component del sismòmetre (positiu per a la vertical i negatiu per a la radial en les ones Rayleigh). Però si la distribució de fonts de soroll és inhomogènia, el signe, com la distribució, pot dependre de la freqüència. Tot i així, Lin *et al.* (2008),

mostren empíricament que una distribució no homogènia de les fonts dona un valor $-\pi/4$ per al component vertical. Per tant:

$$s_c = s_u + (\omega\Delta)^{-1}(\phi(t_u) + 2\pi N - 4\pi) \quad \text{Eq. 6.14}$$

amb $N=0, \pm 1, \pm 2, \dots$ de manera que la velocitat de fase es pot inferir de la velocitat de grup.

6.4.4. Control de qualitat

Segons les recomanacions de Bensen *et al.* (2007), la darrera fase del procés de càlcul de les corbes de dispersió consisteix a realitzar un control de qualitat dels resultats per poder-ne fer una selecció i utilitzar només aquells que es consideren acceptables segons els criteris que s'imposin. Com que el nombre de trajectòries entre estacions creix com el quadrat del nombre d'estacions, cal que els procediments que s'apliquin a l'estudi estiguin dissenyats de forma que la intervenció humana sigui el més petita possible. Però això comporta una major proporció de mesures de dispersió errònies que si una persona guiés el procés en certes fases del càlcul.

En primer lloc, com s'ha apuntat més amunt, les mesures a un període determinat requereixen un espai entre estacions de, com a mínim, tres longituds d'ona. Aquest criteri implica una reducció considerable de mesures obtingudes a xarxes regionals. Una xarxa de 500 km d'extensió pot generar resultats de dispersió de fins a 40 s de període, i això només seria per als parells d'estacions més allunyats entre sí. La SNR també s'utilitza com a criteri a l'hora de seleccionar les correlacions creuades que han d'intervenir a la mesura de les corbes de dispersió. Bensen *et al.* (2007) recomanen rebutjar correlacions creuades la relació senyal-soroll de les quals sigui menor que una quantitat fixada tal que es consideri que per sota d'aquest llindar no sigui possible calcular la incertesa. Aquests dos criteris s'apliquen per seleccionar les mesures de dispersió de fase i de grup que han d'intervenir en la creació de mapes tomogràfics.

En segon lloc, calen els mitjans per determinar la fiabilitat de les mesures de dispersió que ja satisfan el criteri explicat al paràgraf anterior. La millor manera seria disposar de dades d'un sisme ocorregut al costat d'una de les estacions, amb l'epicentre i l'hora origen ben determinats, de manera que es pogués comparar amb els resultats obtinguts de les correlacions creuades. L'obtenció de resultats favorables imprimeix fiabilitat a la

interpretació de les correlacions creuades en termes d'estructura de la Terra, però cal tenir present que l'ocurrència de terratrèmols al costat de les estacions és poc freqüent i no es pot prendre en consideració com a mètode sistemàtic per seleccionar les dades i fer una estimació de les incerteses.

El principal criteri per avaluar la qualitat de les mesures és la seva estabilitat enfront a perturbacions en les condicions en què s'han obtingut. L'estabilitat de mesures fetes amb un grup de sensors espacialment propers entre si respecte a una estació llunyana és una bona forma d'identificar mesures errònies i de quantificar les incerteses. Però la disponibilitat d'una distribució de sismòmetres que compleixi aquesta geometria no és freqüent i, a més, només permetria una validació parcial dels resultats.

Un criteri més realista per estimar l'estabilitat dels resultats en diferents condicions és la repetició de les mesures amb dades obtingudes en diferents períodes de temps. La base física d'aquest mètode és el canvi estacional de les fonts de soroll ambiental. Repetir les mesures dona la possibilitat de calcular les incerteses en els càlculs.

6.5. Inversió de les corbes de dispersió: mapes d' U i c

La representació de models 2-D a partir de les mesures de dispersió de velocitats de fase o de grup, que fins ara s'han calculat per a les trajectòries disponibles entre cada un dels parells d'estacions, requereix l'assignació d'aquestes mesures a cada un dels punts d'una malla en el mapa. Els mapes tomogràfics representen una mitjana espacial local de les velocitats de grup o de fase a cada punt. D'aquesta manera se sintetitza un gran volum d'informació sobre la dispersió de les ones superficials de forma fàcil d'utilitzar (Barmin *et al.*, 2001).

Cal tenir present que la relació entre les mesures de dispersió realitzades i el model de Terra no és lineal. Per tant, el problema d'utilitzar dades d'ones superficials per ajustar l'estructura de l'escorça i el mantell superior tampoc no és lineal. En inversions d'ones superficials, típicament, el problema es divideix en dues parts: Una etapa quasi lineal per estimar mapes de dispersió en 2-D i una etapa no lineal en què els mapes s'utilitzen per inferir l'estructura de la Terra. En aquest treball només es tractarà la primera etapa d'aquest problema, és a dir, no es representaran mapes de models d'estructura. Aquest tipus de mapes, que s'anomenen mapes de dispersió d'ones superficials, com en el cas dels

models sísmics, reuneixen una gran quantitat de dades en un format compacte, però tenen més similituds amb les dades que amb el model. D'altra banda, no calen tantes decisions subjectives durant la inversió i s'han de fer menys suposicions, motiu pel qual en el camp de la recerca s'utilitzen sovint els mapes de dispersió. A més, els mapes de dispersió es poden aplicar directament per detectar i extreure ones superficials d'enregistraments potencialment sorollosos. Com a contrapartida, els mapes de dispersió només donen una part de la informació sobre l'estructura i contenen incerteses provocades tant per errors observacionals com teòrics.

Barmin *et al.* (2001) proposen un mètode per a la inversió de dades d'ones superficials per trobar mapes robustos i fidedignes, que es caracteritza pels següents trets:

1. Està desenvolupat en geometria esfèrica.
2. La regió d'inferència es defineix mitjançant una corba arbitrària, simple i tancada, de manera que el mètode funciona tant a escala local, regional com global.
3. Els nodes estan allunyats un de l'altre una distància aproximadament constant i la interpolació es calcula a partir dels tres punts més propers.
4. Les ones superficials es tracten com a raigs que ocupen una zona infinitesimal al llarg del cercle màxim que uneix les estacions. S'ignora l'efecte de *scattering*.
5. Es poden aplicar simultàniament un suavitzat espacial i ajustos en el model d'amplituds, tots dos adaptables i variables espacialment en funció de la densitat de les dades.
6. La selecció del model de regularització o esmorteïment i els paràmetres de suavitzat és molt flexible, cosa que permet la valoració dels efectes de la variació d'aquests paràmetres.
7. El mètode permet l'estimació simultània de la resolució espacial i el biaix en amplitud de les imatges.
8. Opcionalment, permet l'estimació de l'anisotropia azimuthal.

6.5.1. Regularització

El terme regularització es refereix als paràmetres condicionants inclosos explícitament al model estimat durant la inversió. Aquests paràmetres condicionants apareixen a la funció *penalty*, que es la funció que es minimitza durant la inversió. La regularització sol implicar l'aplicació d'algunes combinacions de paràmetres condicionants al model d'amplituds, la magnitud de la pertorbació respecte de l'estat de referència i a l'amplitud dels primers gradients espacials del model. És la forma com normalment s'aplica la informació sobre el model estimat de què es disposa a priori i com es minimitzen els efectes de les inestabilitats en les inversions. Generalment, el pes de la regularització l'especifica l'usuari del programa de tomografia, però pot variar de forma adaptable en funció de la quantitat de dades, la seva qualitat i distribució, així com de la fiabilitat del model de referència i d'altres informacions que es tinguin prèviament (Barmin *et al.*, 2001).

La regularització implica una funció *penalty* que està formada per una funció de suavitzat espacial ponderada per la longitud de correlació (σ_k , com es definirà més endavant) i uns paràmetres condicionants de l'amplitud de la pertorbació respecte de l'estat de referència, espacialment variables (α_k i β_k , també definides més endavant). El pes de cada un d'aquests components de la funció *penalty* l'ha d'especificar l'usuari, però la potència total del model depèn de la densitat de trajectòries.

6.5.2. Càlcul de la tomografia

Segons la teoria de raigs, el problema directe per ones superficials consisteix a predir els temps de trajectòria en funció de la freqüència per a ones superficials, $t(\omega)$, tant per a ones Rayleigh com Love, a partir d'un conjunt de mapes 2-D de velocitats de fase o de grup, $c(\mathbf{r}, \omega)$:

$$t(\omega) = \int_p c^{-1}(\bar{\mathbf{r}}, \omega) ds, \quad \text{Eq. 6.15}$$

on $\mathbf{r} = [\theta, \phi]$ és la posició del vector en superfície, θ i ϕ són la colatitud i la longitud, i p especifica la trajectòria de l'ona.

La tomografia d'ones superficials (problema invers), consisteix a utilitzar una sèrie de temps d'arribada observats $t^{obs}(\omega)$ de trajectòries diferents p per deduir un mapa de velocitats de fase o de grup, $c(\mathbf{r})$, a una freqüència determinada ω . Assumim que

$$t^{obs}(\omega) = t(\omega) + \epsilon(\omega), \quad \text{Eq. 6.16}$$

on ϵ és un error observacional per a una trajectòria determinada p . Si les trajectòries són conegudes, el problema és lineal. Com que pel principi de Fermat el temps d'arribada d'un raig és estacionari respecte a petits canvis a la posició del raig, la trajectòria de l'ona s'aproximarà a la d'un model esfèric simètric, que és el cercle màxim que uneix les estacions. Aquesta aproximació és acceptable sempre que la magnitud de les heterogeneïtats laterals als mapes de dispersió sigui menor que la resolució que es vol obtenir.

Atès que el temps d'arribada de l'ona és inversament proporcional a les velocitats, si s'utilitza un mapa de referència 2-D ($c_0(\mathbf{r})$), la pertorbació temporal en relació a la predicció $c_0(\mathbf{r})$ és:

$$\delta t = t - t_0 = \int_p \frac{ds}{c} - \int_p \frac{ds}{c_0} = \int_p \frac{m}{c_0} ds \quad \text{Eq. 6.17}$$

$$m = \frac{c_0 - c}{c} \quad \text{Eq. 6.18}$$

on s'ha assumit que les trajectòries són conegudes i que són iguals per a c i c_0 .

Aquesta tècnica ha estat provada amb conjunts de dades d'arreu del món utilitzant diferents dimensions de les cel·les i paràmetres de regularització. Les dues condicions necessàries per construir imatges tomogràfiques fiables són l'eliminació preliminar dels *outliers* (dades molt allunyades de la tendència general) i una tria acurada dels paràmetres de regularització per a cada una de les cobertures de trajectòries de què es disposi.

Per eliminar els *outliers* s'agrupen les mesures de dispersió fetes en un sol raig. El resultat d'aquest procés s'inverteix per obtenir un mapa sobreestimant i suavitzat. Després es comparen les mesures de dispersió observades amb les predites per aquests mapes i es treuen els *outliers*.

Els paràmetres α_k i β_k defineixen els lligams relatius de la funció *penalty*, i els ha d'especificar l'usuari en funció de les característiques del problema, així com el terme de suavitzat σ_k . L'elecció dels paràmetres de regularització es realitza provant diferents combinacions dels paràmetres α_k , β_k i σ_k . Els criteris per determinar la millor combinació són subjectius i es basen en la informació prèvia de què es disposa sobre la regió d'estudi. Se selecciona una combinació de paràmetres que produeixi un mapa sense característiques estranyes com ara *speckling* o *streaking* i que representi estructures ben conegudes de la regió, apropiades per al tipus de mapa que s'estigui elaborant (Barmin *et al.*, 2001).

7. Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: aplicació al NE de la Península Ibèrica

En aquest capítol es presenta un estudi tomogràfic d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental al NE de la Península Ibèrica, basat en els principis teòrics i empírics presentats al capítol anterior. En primer lloc, es realitza una preparació de les dades per, a continuació, calcular les funcions de Green. A aquestes funcions se'ls pot mesurar la velocitat de grup y la velocitat de fase. En disposar d'aquests dos paràmetres, tots dos dispersius, es realitza una tomografia de les velocitats de grup i de fase de les ones Rayleigh per a diferents períodes.

Amb la introducció del senyal de l'OBS Casablanca (COBS), es mostra la possibilitat d'utilitzar dades de sismòmetres subaquàtics. Lin *et al.* (2006) fan un estudi sobre la qualitat del senyal obtingut de realitzar correlacions creuades entre estacions situades a un i altre costat del Pacífic i també a illes i l'estació de fons marí H2O. D'una banda extreuen la conclusió que la qualitat dels resultats en termes de coherència és millor com major és el període a què es filtra el senyal. D'altra banda, conclouen que les millors estacions per realitzar aquest tipus d'estudi són les que es troben a terra ferma, ja que les que estan

situades a illes o al fons marí tenen fonts locals de soroll situades molt a prop. Tot i així, en el cas dels OBS es pot corregir el soroll introduït per aquestes fonts que disminueix la qualitat del senyal, mitjançant el mètode de Crawford *et al.* (2006). Malauradament, en el cas de l'OBS Casablanca no és possible comparar els resultats de la tomografia obtinguda a partir de la correlació creuada amb el senyal del sensor submarí fent aquesta correcció a baixes freqüències i sense fer-la, per mor de l'avaría del DPG, que limita massa el temps de dades disponibles per a les quals es pot fer la correcció.

7.1.Dades sísmiques i preprocessat

La font principal de dades per a aquest estudi ha estat la xarxa sísmica de Catalunya, instal·lada, mantinguda i gestionada per l'Institut Geològic de Catalunya (IGC) i la Red Sísmica Nacional espanyola, la instal·lació, manteniment i gestió de la qual és a càrrec de l'Insituto Geográfico Nacional (IGN). També s'han utilitzat dades d'altres estacions permanents, com ara MAHO, a Menorca, del Real Instituto y Obervatorio de la Armada, de particular interès per la seva localització a la zona d'estudi.

La xarxa sísmica de Catalunya compta amb 15 estacions de banda ampla situades en territori de la comunitat autònoma de Catalunya, distribuïdes com es mostra al mapa de la Figura 7.1. Com es pot observar, la xarxa és més densa a la zona dels Pirineus, on es concentra la major part de la sismicitat de l'àrea.

De l'IGN s'han utilitzat les dades d'una trentena d'estacions de banda ampla distribuïdes a la Península Ibèrica, el nord d'Àfrica i les Illes Balears. La Figura 7.2 mostra la distribució dels emplaçaments de tota la xarxa. En aquest estudi s'han utilitzat les de les estacions de banda ampla, marcades com VSAT a la llegenda de la figura, exceptuant les emplaçades a les Illes Canàries.

Per calcular la tomografia d'ones Rayleigh amb soroll sísmic ambiental, en primer lloc s'ha recopilat el senyal continu del component vertical de les estacions que intervenen a l'estudi, situades a la Península Ibèrica, el nord d'Àfrica i les Illes Balears, tot i que la zona d'estudi en què es centrarà la interpretació dels mapes tomogràfics es troba entre 2° W i 5° E, i 38° N i 44° N. El fet d'utilitzar estacions situades fora de la zona d'estudi permet analitzar períodes més llargs, que seria impossible tractar en bones condicions de qualitat amb estacions situades exclusivament a la zona d'estudi.

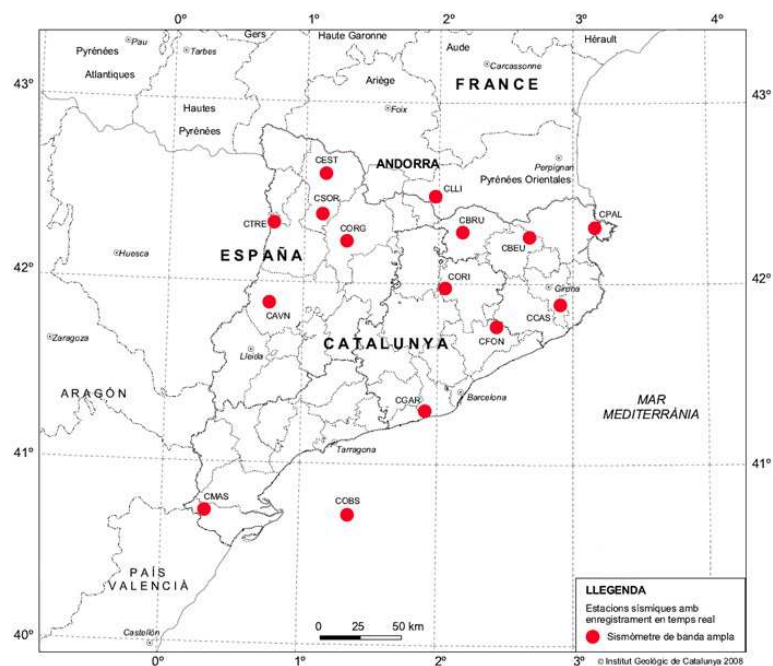


Figura 7.1: Mapa d'estacions sísmiques de banda ampla de la xarxa sísmica de Catalunya (Mapa: Modificat d'IGC (2008), www.igc.cat).



Figura 7.2: Mapa d'estacions sísmiques de la Red Sísmica Nacional de l'IGN. Les dades utilitzades en aquest estudi són les provinents d'estacions VSAT, exceptuant les de les Illes Canàries (Mapa: IGN (2008), www.ign.es).

Es disposa de dades compreses entre el mes de gener de 2007 i el mes de setembre de 2008, és a dir, 21 mesos. El senyal continu de cada una de les estacions s'ha corregit de la resposta instrumental i s'ha convertit a velocitat. S'ha decimat a 1 mostra per segon i segmentat en fitxers d'un dia. El senyal s'ha filtrat passa-banda entre 0.007 i 0.2 Hz, que és l'interval de freqüències que es vol utilitzar en el càlcul tomogràfic.

Com que el que es vol tractar és el soroll sísmic ambiental, s'ha aplicat al senyal una normalització temporal per minimitzar l'efecte dels terratrèmols, explosions artificials i altres senyals transitoris. Tal com s'explica al capítol sis, aquesta normalització consisteix a computar la mitjana mòbil dels valors absoluts de les amplituds de la forma d'ona en un finestra que, en aquest cas, s'ha fixat a 80 s. Finalment es pondera la forma d'ona al centre de la finestra amb la inversa de la mitjana.

Així mateix, se li ha aplicat una normalització espectral (*whitening*) a fi de reduir la diferència d'amplitud del senyal en determinades bandes freqüencials, com ara els pics microsísmics i el pic a 26 segons amb origen al Golf de Guinea.

7.2. Estimació de la funció de Green

Un cop tractades les dades de cada una de les estacions de forma individual, s'ha procedit al càlcul de les correlacions creuades del senyal simultani de cada una de les estacions amb totes les altres.

Les correlacions creuades de cada una de les trajectòries (*paths*), d'un dia cada una, s'han acumulat per a tot el temps disponible, a fi d'augmentar la relació senyal-soroll. La Figura 7.3, en què es mostra la correlació creuada dels senyals de les estacions CAVN i COBS, i les Figures C 1 a 12 de l'annex C mostren alguns exemples de la millora d'aquesta relació a mesura que s'augmenta el temps de senyal.

La Figura 7.3, exemplifica de forma clara l'efecte de la distribució desigual de les fonts de soroll, més properes a l'estació COBS que de CAVN, que queda reflectida en la manca de simetria de la part *causal* (amb arribada en temps positiu), amb més amplitud i *acausal* (arribada en l'eix negatiu del temps), menys energètica.

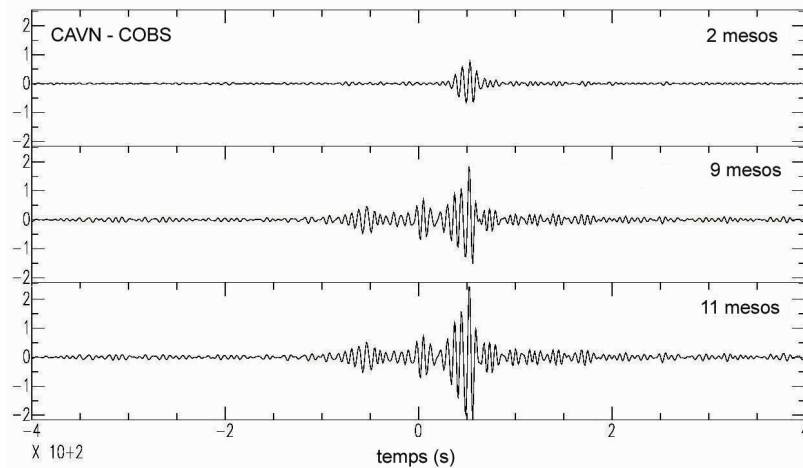


Figura 7.3: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

Si es representen les formes d'ona de les correlacions creuades d'una estació amb totes les altres en funció de la distància entre les estacions (*record section*), es pot observar la diferència de temps d'arribada del mode fonamental de l'ona Rayleigh per a cada parell d'estacions. La Figura 7.4 mostra l'exemple per a CAVN amb les estacions més properes (fins a uns 400 km). A l'annex C (Figura C 13 a Figura C 18) es poden veure alguns exemples més, tots ells filtrats passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz, per poder apreciar millor l'arribada dels paquets d'energia.

La Figura 7.5 mostra la mateixa representació de la *record section* per a l'estació COBS. La relació senyal soroll no és tan bona com en el cas de CAVN, per exemple. Cal tenir present, però, que el temps de *stack* disponible per calcular la funció de Green és més curt que a la resta d'estacions, ja que les primeres dades del sensor subaquàtic són de novembre de 2007.

Finalment, es calcula la mitjana de la part *causal* i *acausal* de la correlació creuada per obtenir un senyal simètric que, com s'ha explicat al capítol anterior, és equivalent a la funció de Green entre les dues estacions. A aquesta forma d'ona, assimilable a un sismograma, se li pot mesurar la velocitat de grup i fase.

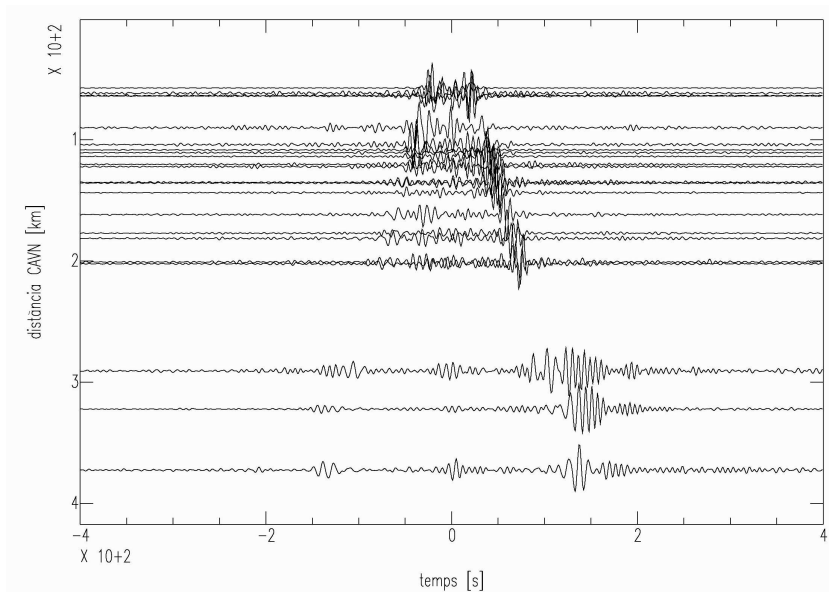


Figura 7.4: *Record section* de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

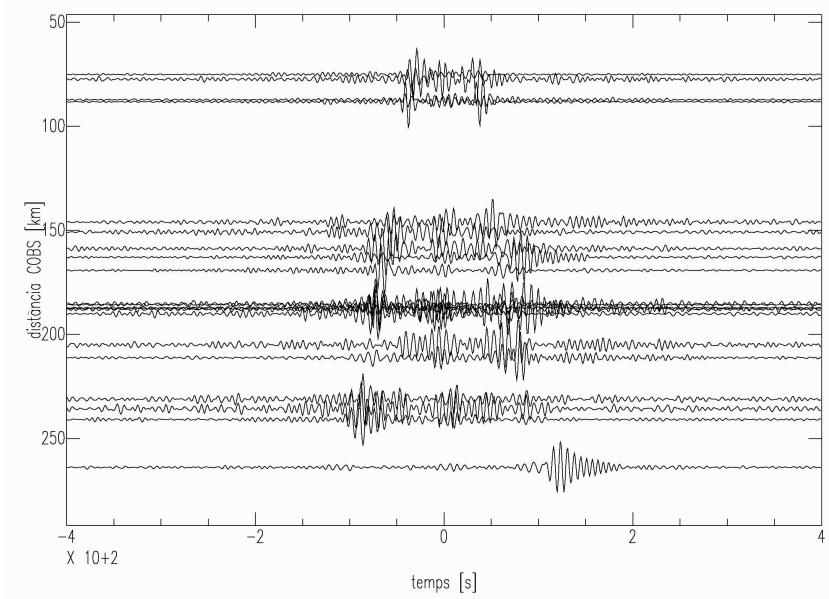


Figura 7.5: *Record section* de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

7.3. Velocitat de grup i de fase de les ones Rayleigh

Un cop s'han calculat les funcions de Green per a totes les trajectòries disponibles, s'han realitzat les mesures de la velocitat de grup de les ones Rayleigh. Com que es tracta d'una magnitud dispersiva, la mesura es realitza per a diferents períodes, seguint el mètode FTAN, explicat al capítol sis.

Donat l'elevat nombre de trajectòries, el procés de mesura està automatitzat. Requereix una velocitat de grup i de fase inicials. La velocitat de grup inicial s'obté d'un model global de Shapiro i Ritzwoller (2002). Així mateix, la velocitat de fase inicial s'obté d'un valor promig aproximat que ben adaptat a Europa (p. ex. Yang *et al.*, 2007). Tanmateix, també es pot fer mesurar de forma manual, per exemple, amb el programa *do-mft*, desenvolupat per Hermann (2002), amb què s'han realitzat algunes mesures per comprovar la seva similitud amb les calculades automàticament. La Figura 7.6 en mostra un exemple per al parell d'estacions EBIE-EJON i la Figura 7.7 per a EJON-ETOS. Es pot comprovar que les corbes són consistents amb les resultants del càlcul automatitzat, alguns exemples de les quals es mostren més endavant (a la Figura 7.9).

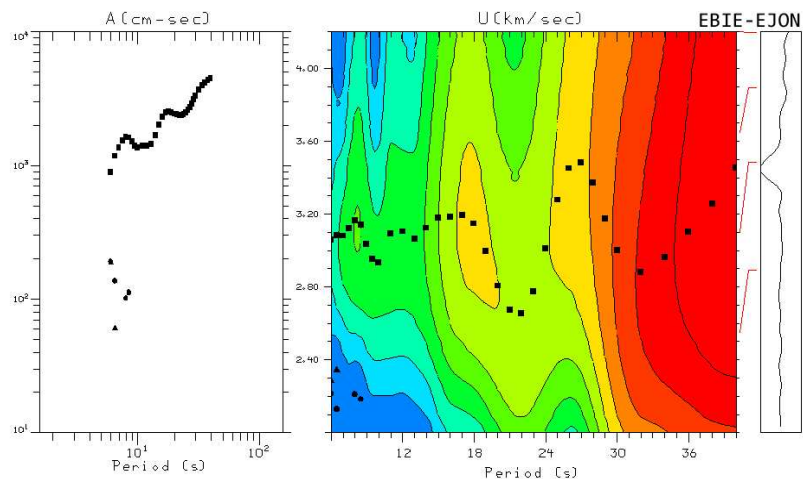


Figura 7.6: Mesura manual de la velocitat de grup realitzada amb *do_mft* per al parell d'estacions EBIE-EJON.

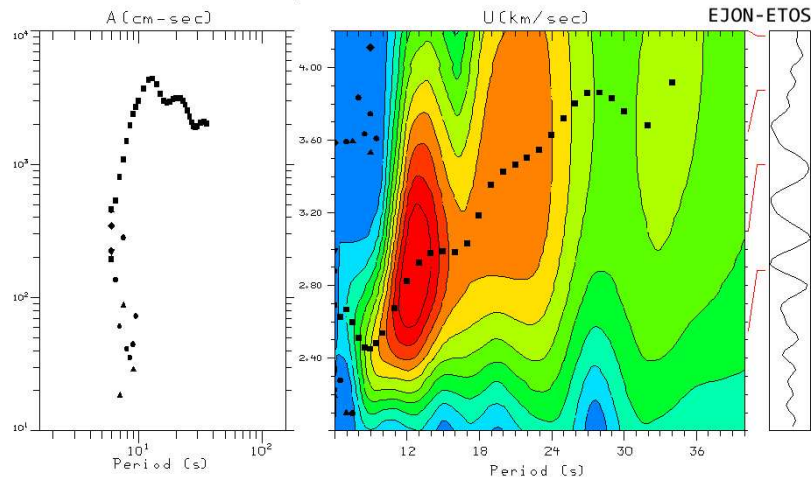


Figura 7.7: Mesura manual de la velocitat de grup realitzada amb do_mft per al parell d'estacions EJON-ETOS.

La Figura 7.8, per a la trajectòria EJON-ETOS, mostra les mesures de les velocitats de grup i de fase. Il·lustra la mesura de la velocitat de grup (línia negra contínua) i la velocitat de grup inicial utilitzada per realitzar la mesura (línia negra discontinua) (Shapiro i Ritzwoller, 2002), la velocitat de fase calculada a partir de la velocitat de grup mesurada (línia verda contínua) i la velocitat de fase inicial utilitzada per restringir l'ambigüitat del càlcul.

En blau s'hi representa la relació senyal-soroll, l'escala de la qual està situada a l'eix de la dreta, i amb una línia fina horitzontal es marca el límit de $\text{SNR} = 20$, per sota del qual no es tenen en consideració els valors de la velocitat. En aquest cas, per a tot el rang de períodes la SNR està per sobre 20 i, per tant, no es descarta cap mesura per aquest motiu. La línia vermella discontinua assenyalava el període equivalent a 3 longituds d'ona d'aquesta trajectòria, per sobre del qual no s'inclouen els valors de velocitat al càlcul de la tomografia. Així, donada la distància entre aquest parell d'estacions, només s'utilitzaran els valors de les velocitats corresponents a períodes inferiors a 25 s, aproximadament. A l'annex C, les Figures C 19 a 22 mostren alguns exemples més per a diferents trajectòries.

Així, un cop seleccionades les velocitats que, per a cada període, compleixen els requisits de qualitat especificats més amunt, es poden utilitzar per al càlcul de la tomografia.

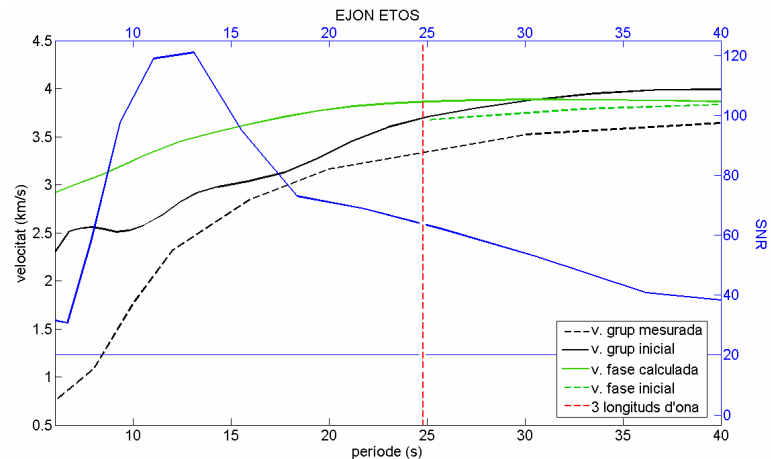


Figura 7.8: Per al parell d'estacions EJON-ETOS, mesura de dispersió de la velocitat de grup (línia negra contínua) i velocitat de grup inicial utilitzada per realitzar la mesura (línia negra discontinua) (Shapiro i Ritzwoller (2002); càlcul de la velocitat de fase a partir de la mesura de la velocitat de grup (línia verda contínua) i la velocitat de fase inicial utilitzada per realitzar el càlcul (línia verda discontinua). La línia vermella discontinua marca el límit de període per sobre del qual no es tenen en compte els valors de les velocitats, ja que les estacions es troben a una distància menor a l'equivalent a 3 longituds d'ona, suposant una velocitat de 4 km/s. L'eix blau es refereix a la relació senyal-soroll. La corba blava representa la SNR i la línia prima horitzontal assenyalada el valor de SNR = 20. Les velocitats de grup i de fase s'inclouen en el càlcul de la tomografia només si la SNR per al mateix període és superior a aquest límit.

La Figura 7.9 mostra les corbes de dispersió de la velocitat de grup per a algunes trajectòries amb que travessen diferents estructures geològiques. Aquestes trajectòries estan traçades al mapa situat a la dreta de la mateixa il·lustració.

La trajectòria que uneix les estacions EBIE (als Pirineus centrals) i EJON (als Pirineus orientals), en blau, travessa els Pirineus longitudinalment durant tota la trajectòria. La seva corba de velocitat de grup està caracteritzada per ser poc dispersiva i tenir valors alts, de l'ordre de 3 km/s, a períodes baixos, fins a uns 15 s, ja que troba materials durs ja a poca fondària.

La trajectòria entre EBIE i EMOS (al Sistema Ibèric), marcada en groc, travessa la conca de l'Ebre en el seu tram central. Aquesta zona, de materials sedimentaris tous, queda reflectida a la corba de dispersió per valors baixos de la velocitat de grup a períodes fins a 10 s, aproximadament, i un comportament més dispersiu de la corba.

El parell d'estacions EJON i EMOS defineix una trajectòria que, partint dels Pirineus orientals, travessa la Serralada Prelitoral i un petit tram de la conca de l'Ebre, per arribar al Sistema Ibèric (línia negra). La major part de la trajectòria està caracteritzada per creuar

estructures de materials durs, excepte la conca de l'Ebre. El resultat de la corba de dispersió de la velocitat de grup és coherent amb aquestes propietats del terreny, ja que per a períodes baixos la velocitat té valors relativament alts, d'uns 3 km/s. Entre 10 s i 15 s la velocitat pateix oscil·lacions entre els 3 i els 2.8 km/s, i a partir de 15 s la corba de dispersió tendeix a augmentar fins a arribar a uns 3.6 km/s a 40 s de període.

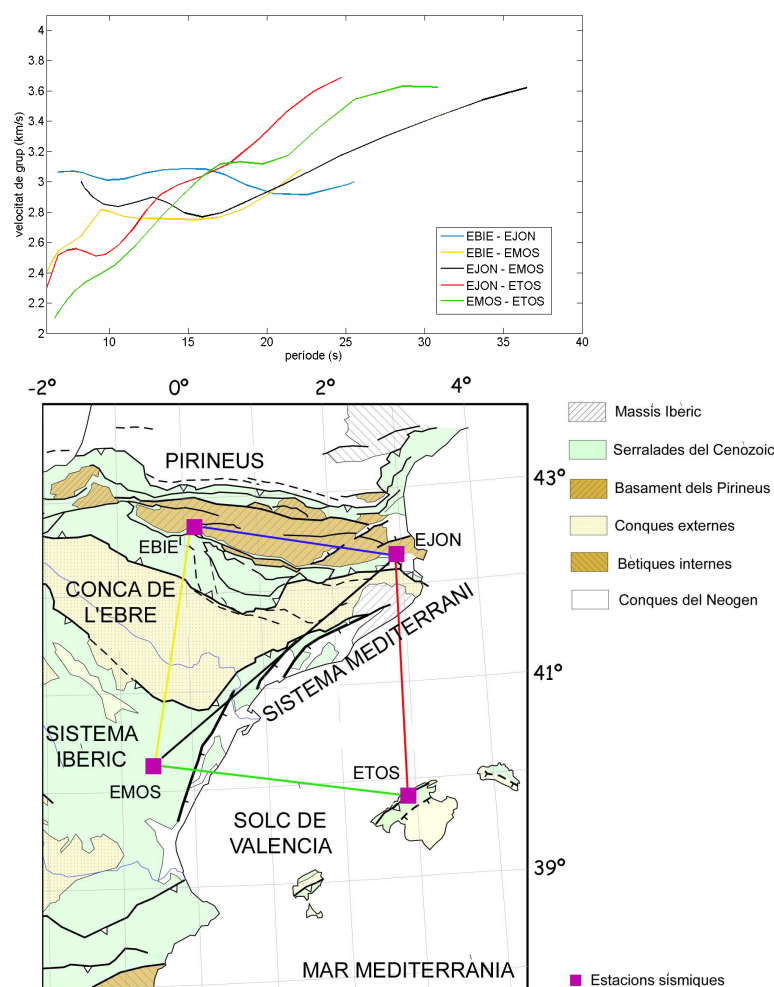


Figura 7.9: A dalt: Mesura de la velocitat de grup per a les trajectòries EBIE-EJON, EBIE-EMOS, EJON-EMOS, EJON-ETOS i EMOS-ETOS, un cop feta la selecció amb els criteris de qualitat detallats al text. A baix: Mapa de la zona d'estudi amb les estacions EBIE, EJON, EMOS i ETOS i les trajectòries per a les quals es mostren les velocitats de grup (Mapa: modificat de Vergés i Fernández, 2006)

Les trajectòries entre EJON i ETOS (a Mallorca), en vermell, i EMOS i ETOS, en verd, travessen el solc de València, de materials tous a la zona més superficial, però d'escorça més prima que a les zones continentals. Així, les corbes de velocitat de grup són de valors baixos a períodes petits, però creixen ràpidament a mesura que augmenta el període.

7.4. Estabilitat del resultat

Tal com ja s'ha apuntat al capítol anterior, un dels avantatges de la tomografia realitzada amb soroll sísmic ambiental és la possibilitat de repetir l'experiment prenent noves mesures. Així, una forma de validar els resultats és comprovar l'estabilitat de les funcions de Green, comparant-les en calcular-les per a diferents estacions de l'any. Les variacions estacionals del soroll sísmic ambiental és un fenomen ben conegut que, tanmateix, no hauria d'afectar els resultats del càlcul de la funció de Green, ja que aquesta dona informació sobre les propietats intrínseques de l'escorça i part superior del mantell, que no varien amb el temps. Ja que el tram de registre de soroll sísmic ambiental no és suficient per fer un càlcul de la velocitat si es divideix per a les diferents estacions de l'any, per comprovar l'estabilitat dels resultats es mostra la funció de Green per a un parell de sensors per a cada uns de les estacions de l'any. A la Figura 7.10 es mostren les funcions de Green calculades a l'estiu, la tardor, l'hivern i la primavera per al parell d'estacions EBIE-EJON.

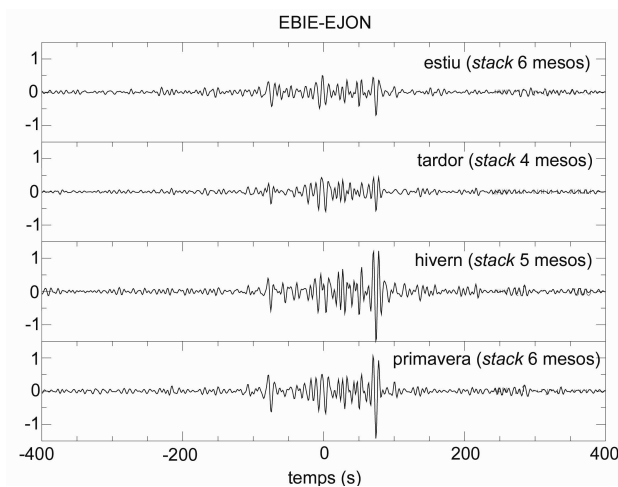


Figura 7.10: Funcions de Green entre el parell d'estacions EBIE-EJON, amb el senyal dels mesos d'estiu, tardor, hivern i primavera, respectivament, decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

A l'annex C, les Figures C 31 a 42 en mostren alguns exemples més en forma de *record sections*. Aquestes il·lustracions, similars en termes de temps d'arribada dels paquets d'energia, reflecteixen l'estabilitat dels resultats. Els temps d'*stack*, diferents en alguns casos d'una estació a l'altra, pot provocar algunes de les diferències que es veuen. Tot i

així, s'ha optat per incloure tot el temps disponible a fi d'apreciar una millor relació senyal-soroll.

D'altra banda, es poden observar diferències en l'amplitud del senyal a la part *causal* i/o *acausal*, aquestes sí produïdes per les diferències estacionals, i els conseqüents canvis en la distribució de les fonts de soroll. Aquest fenomen és especialment destacat en el cas d'ETOS (Figures C 23 a 34 de l'annex C). La *record section* calculada per l'estiu mostra un alt grau de simetria entre les amplituds de la part *causal* i *acausal*. Per a la resta d'estacions de l'any, en canvi, la part *causal* presenta amplituds sensiblement majors que l'*acausal*.

També es posen de manifest les variacions estacionals d'una energia localitzada a prop de l'origen de temps, més visible durant l'estiu. Si bé es desconeix l'origen d'aquestes ones, s'apunta la possibilitat que es tracti d'ones internes PKP (Koper i de Foy, 2008). Tanmateix, això no afecta a les mesures de dispersió, ja que es troba prou lluny de l'energia del mode fonamental.

Aquestes diferències, però, no posen en dubte l'estabilitat dels resultats. No hi ha diferències estacionals que afectin els temps d'arribada de l'energia i, per tant, les velocitats de grup.

7.5. Mapes tomogràfics de dispersió

La representació de les velocitats de fase i de grup en forma de mapa de dispersió és una forma clara de sintetitzar els resultats i de veure'ls globalment. Seguint el mètode de càlcul de la tomografia de Barmin *et al.* (2001), descrit al capítol anterior, s'ha optat per il·lustrar les pertorbacions de les velocitats de grup i de fase de les ones Rayleigh en percentatge respecte a un valor de referència, que és diferent per a cada període. Aquestes velocitats de referència de grup i de fase es llisten a la Taula 7.1. En general, per a un mateix període la velocitat de referència de grup és menor que la velocitat de fase, i, per a períodes creixents, tant la velocitat de referència de grup com la de fase també augmenten.

El límit inferior de períodes calculats ve determinat, en aquest cas, pel nombre de mostres per segon del senyal (1 mostra per segon). Per realitzar mesures a períodes menors, caldria decimar el senyal a un interval de mostreig més petit. D'altra banda, per arribar a períodes

7. Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: aplicació al NE de la Península Ibèrica

més alts, seria precís tenir estacions més allunyades i un conjunt de dades de durada més llarga (com a mínim dos anys) per tal que la relació senyal-soroll fos suficient per mesurar les velocitats de grup.

Taula 7.1: Velocitats de grup (U) i de fase (c_0) respecte a les quals estan referides les variacions en els mapes tomogràfics, per a cada un dels períodes calculats.

| Període (s) | U ref. (km/s) | c_0 ref. (km/s) | Període (s) | U ref. (km/s) | c_0 ref. (km/s) |
|-------------|-----------------|-------------------|-------------|-----------------|-------------------|
| 6 | 2.727 | 2.974 | 18 | 2.876 | 3.462 |
| 8 | 2.695 | 3.021 | 20 | 2.966 | 3.536 |
| 10 | 2.713 | 3.102 | 25 | 3.221 | 3.678 |
| 12 | 2.735 | 3.193 | 30 | 3.406 | 3.768 |
| 14 | 2.769 | 3.286 | 35 | 3.572 | 3.821 |
| 16 | 2.814 | 3.375 | 40 | 3.670 | 3.852 |

.Com s'ha explicat al capítol sis, els mapes tomogràfics en funció del període podrien considerar-se un pas intermedi en un càlcul d'un model 3D de velocitat d'ones S a l'escorça i part superior del mantell. En aquest estudi, però, el que es pretén és realitzar una interpretació qualitativa de la velocitat de grup i fase de les ones superficials en funció del període. En termes de fondària, es pot considerar que a 10 s de període s'obté una velocitat de grup mitjana corresponents als 10 primers km de fondària. A 20 s, la informació es refereix dels 15 als 30 primers km de fondària (Villaseñor *et al.* 2007). A un període determinat, les mesures de velocitat de fase tendeixen a ser més sensibles a estructures més profundes que les de velocitat de grup, tal com es mostra a l'exemple de la Figura 7.11 (Bensen *et al.*, 2008).

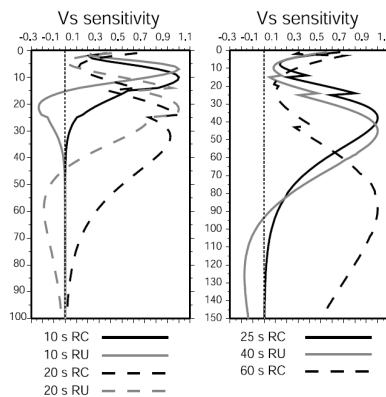


Figura 7.11: Exemple de *kernels* de sensibilitat de velocitats de grup (RU) i de fase (RC) de les ones Rayleigh, per a diferents períodes (Modificat de Bensen *et al.*, 2008).

El resultat de la representació tomogràfica de les velocitats de grup i de fase es mostra des de la Figura 7.12 fins a la Figura 7.15, per als períodes 8, 12, 16 i 25 s, respectivament. La resta de mapes tomogràfics, per als períodes de 6, 10, 14, 18, 20, 30, 35 i 40 s, s'han inclòs a l'annex C (Figures C 36 a 42). Un dels indicatius de la qualitat de les mesures és el nombre de trajectòries amb què s'han realitzat les mesures. Dividint la zona d'estudi en cel·les d'1° per 1°, s'ha fet un càlcul del nombre de trajectòries vàlides per a cada període. A la part esquerra de cada figura es presenta un mapa amb aquest nombre de trajectòries. A més, s'hi representen les estacions que, estant dins la zona d'estudi, han participat en els càlculs de les velocitats per a cada un dels períodes. Als mapes tomogràfics, a banda dels valors de la velocitat, s'hi ha dibuixat una línia que assenyala el contorn de 100 km de resolució. Donat que la línia no es tancada, cal precisar que els valors de resolució menors a la cota de 100 km es troben cap al sud-oest del mapa, ja que es la direcció en la qual es troba la resta d'estacions utilitzades, però que queden fora de l'àrea d'estudi. Així, dins aquesta zona de resolució, les estructures més grans de 100 km queden ben definides i es poden interpretar de forma fidedigna.

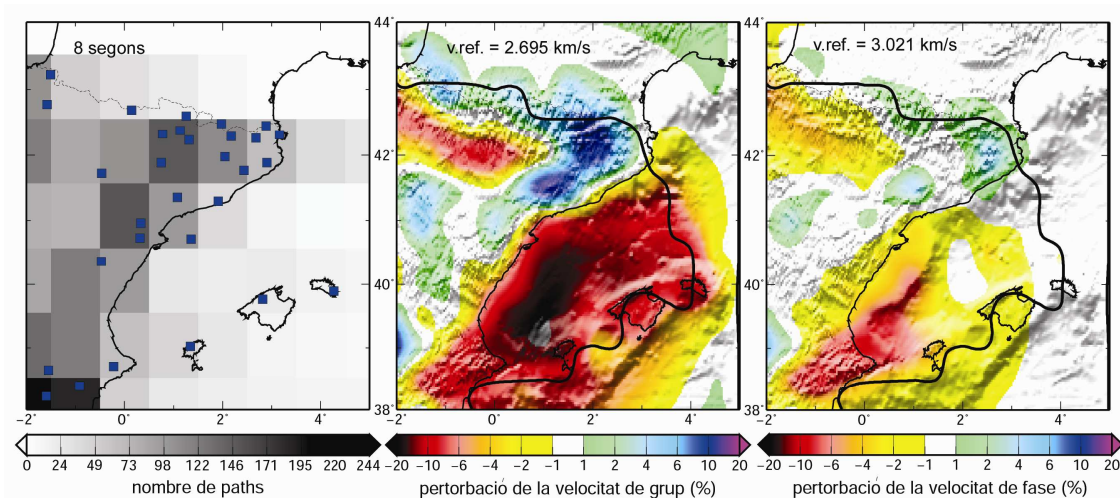


Figura 7.12: Esquerra: Mapa de la zona d'estudi amb el nombre de trajectòries i les estacions que han intervingut al càlcul de les velocitats de grup i de fase per a 6 s de període. En mig: Mapa tomogràfic de la velocitat de grup per a 8 s de període, amb una velocitat de referència de 2.727 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. Dreta: Mapa tomogràfic de la velocitat de fase per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de 2.974 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km.

A la Figura 7.12, corresponent a un període de 8 s, el mapa de velocitat de grup destaca per l'extensió de la zona de velocitat baixa al solc de València, format per materials tous sedimentaris, i la part nordoccidental de les Illes Balears. A la zona alta de la conca de

7. Tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental: aplicació al NE de la Península Ibèrica

L'Ebre també s'hi observa una àrea de velocitats de grup relativament baixes. En canvi, els Pirineus i la Serralada Prelitoral són regions de velocitat de grup alta. La velocitat de fase no mostra aquestes estructures tan clarament. Cal recordar, però, que la velocitat de fase és sensible a fondàries majors que la velocitat de grup a un període determinat.

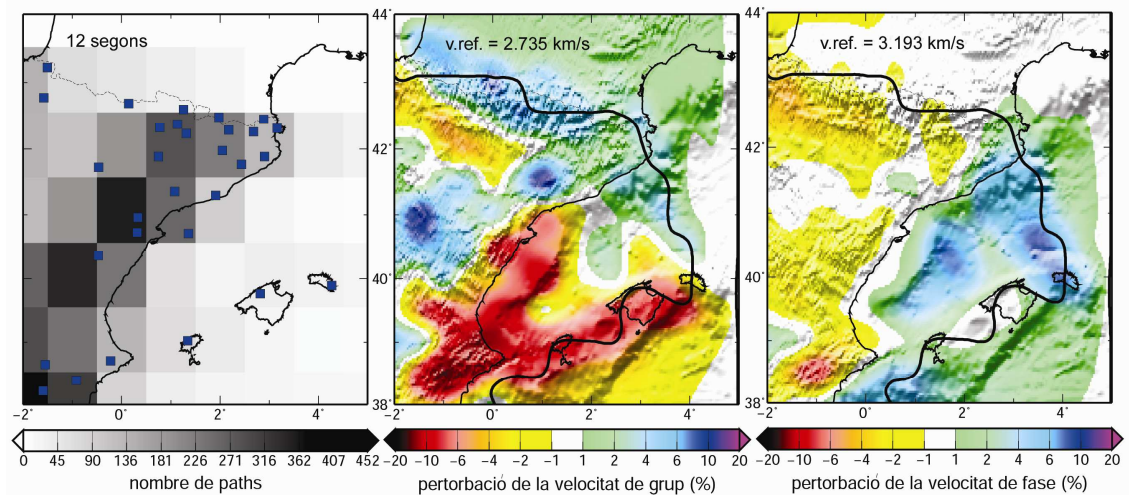


Figura 7.13: *Idem* Figura 7.12, per a 12 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.735 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.193 km/s.

Per a 12 s de període (Figura 7.14), la zona de velocitats baixes del solc de València comença a desdibuixar-se. La conca de l'Ebre i les Illes Balears segueixen mostrant perturbacions de baixa velocitat de grup. L'àrea dels Pirineus, la Serralada Prelitoral i el Sistema Ibèric, presenten velocitats de grup relativament altes.

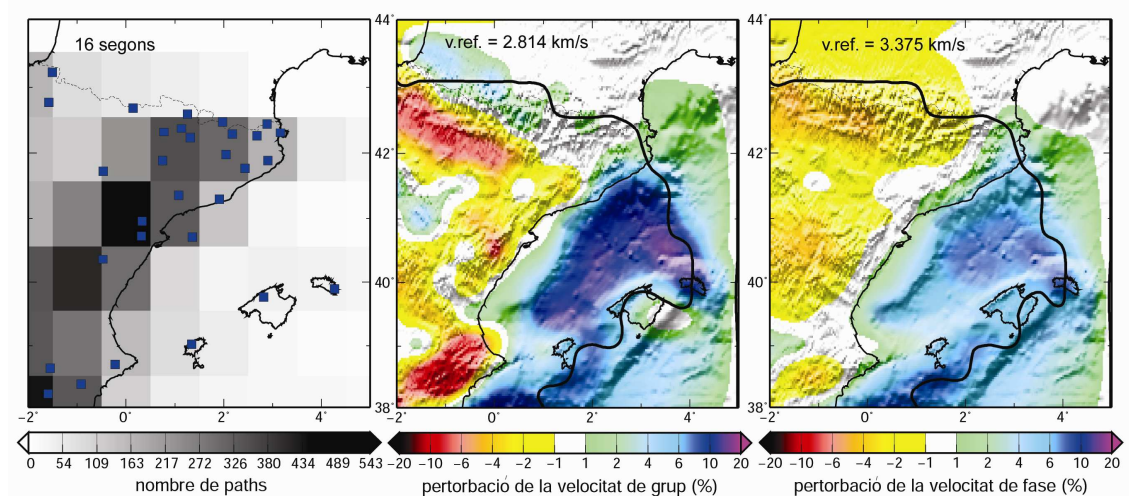


Figura 7.14: *Idem*Figura 7.12, per a 16 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.814 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.375 km/s.

Així com a 8 i 12 s al solc de València i les Illes Balears es veien els sediments, a 16 s (Figura 7.14) ja s'hi presenta el mantell, caracteritzat per una pertorbació de les velocitats tant de grup com de fase de valors superiors a la referència. La conca de l'Ebre, en canvi, segueix mostrant velocitats de grup baixes.

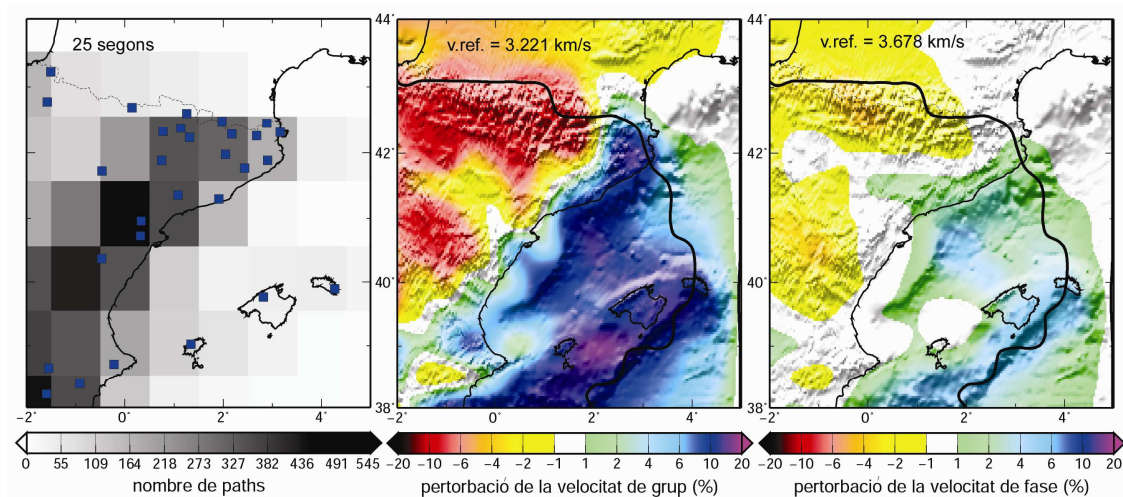


Figura 7.15: *Idem* Figura 7.12, per a 25 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.221 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.678 km/s.

La Figura 7.15, que representa els mapes de dispersió a 25 s, mostra una zona d'altres velocitats de grup al solc de València, encara més extensa del que es veia per a 16 s de període. Els Pirineus i el Sistema Ibèric apareixen com a àrees de velocitat de grup baixa. Aquest comportament és comú en altres serralades, com Sierra Nevada i les serralades peninsulars al sud de Califòrnia (Shapiro *et al.*, 2005), amb nuclis ígnics i/o metamòrfics que, a curts períodes es caracteritzen per velocitats altes, però a períodes llargs mostren velocitats baixes, en presència d'arrels profundes de l'escorça. (Villaseñor *et al.*, 2007).

8. Discussió

8.1. L'OBS Casablanca

En el camp dels sismòmetres submarins permanents encara no s'ha consensuat una arquitectura òptima per a l'obtenció de mesures de qualitat. Les empreses fabricants d'instrumentació sísmica solen oferir productes estàndard, adaptables a un bon nombre d'emplaçaments i dissenyats segons una experiència prou llarga d'instal·lacions a terra que, en major o menor grau, també han esdevingut una norma. En canvi, en la majoria de casos d'instruments submarins el disseny del recipient dels sensors és ideat especialment per a cada projecte. En el cas de l'OBS Casablanca es va dissenyar un receptacle consistent a un cilindre de titani amb tres potes també cilíndriques i acabades en forma de con, cada una de les quals conté un dels components del sensor sísmic.

El tipus d'instal·lació, factor clau en el comportament del sensor, és un aspecte en què es continua experimentant a fi de trobar la millor solució (p. ex. Kaneko *et al.*, 2007). Influeix especialment en el comportament dels components horitzontals del sismòmetre. Tot i que encara és una qüestió oberta, sembla que la modalitat que ofereix més avantatges és el soterrament del sensor als sediments. D'una banda, els components horitzontals es veuen menys afectats pels corrents marins que si es disposa el sensor sobre el llit marí. D'altra banda, el cost econòmic és més reduït si es soterra el sensor que en els casos en què

s'instal·la en un pou. A més, els corrents d'aigua que es generen dins el receptacle dels pous sovint són una font de soroll que s'evita amb el soterrament del sensor als sediments.

L'OBS Casablanca, com s'explica als capítols dos i quatre, ha funcionat en dos períodes de temps diferents. Durant la primera etapa, el sensor va quedar dipositat sobre el fons marí, però en la segona instal·lació es va aconseguir soterrar-lo als sediments. De l'estudi de soroll de l'OBS Casablanca, que es discutirà més extensament a continuació, se n'extreu la conclusió que el comportament del sensor és millor durant la segona etapa de funcionament, ja que es veu menys afectat pels corrents marins i altres factors ambientals. Per la seva banda, l'OBS Antares es va reinstal·lar de forma similar a l'OBS Casablanca. En la segona etapa de funcionament també va reduir-se el nivell de soroll en soterrar-se completament el sensor sísmic. Aquests dos exemples mostren una evolució positiva comú pel que fa al tipus d'instal·lació, i confirmen els resultats dels experiments publicats anteriorment.

8.2. El soroll sísmic ambiental a l'OBS Casablanca

De l'estudi de soroll se'n pot extreure una sèrie notable de coneixements sobre el sensor, des de la influència de la instal·lació fins a la de les condicions meteorològiques i oceanogràfiques.

8.2.1. Comparació amb l'OBS Antares

Un cop analitzat el comportament dels dos sensors submarins Casablanca i Antares en termes de soroll sísmic ambiental individualment, es realitza una comparació entre els nivells de soroll d'ambdós OBS. La Figura 8.1 mostra la mitjana de la PSD calculada durant un dia tranquil i un de sorollós de 2006 en el cas de l'OBS Antares i de 2008 per a l'OBS Casablanca.

En termes generals el nivell de soroll sísmic ambiental de l'OBS Antares és més baix que a l'OBS Casablanca. A baixes freqüències, però, els components horitzontals tenen un comportament comparable. Entre 0.02 Hz i 0.1 Hz el senyal del component vertical de Casablanca és fins a 30 dB més sorollós que el d'Antares. Les ones d'infragravetat afecten en major mesura el component vertical de l'OBS Casablanca que el d'Antares, i, a més, a

bandes de freqüència distintes a causa de la diferència de fondàries a què estan instal·lats els sensors.

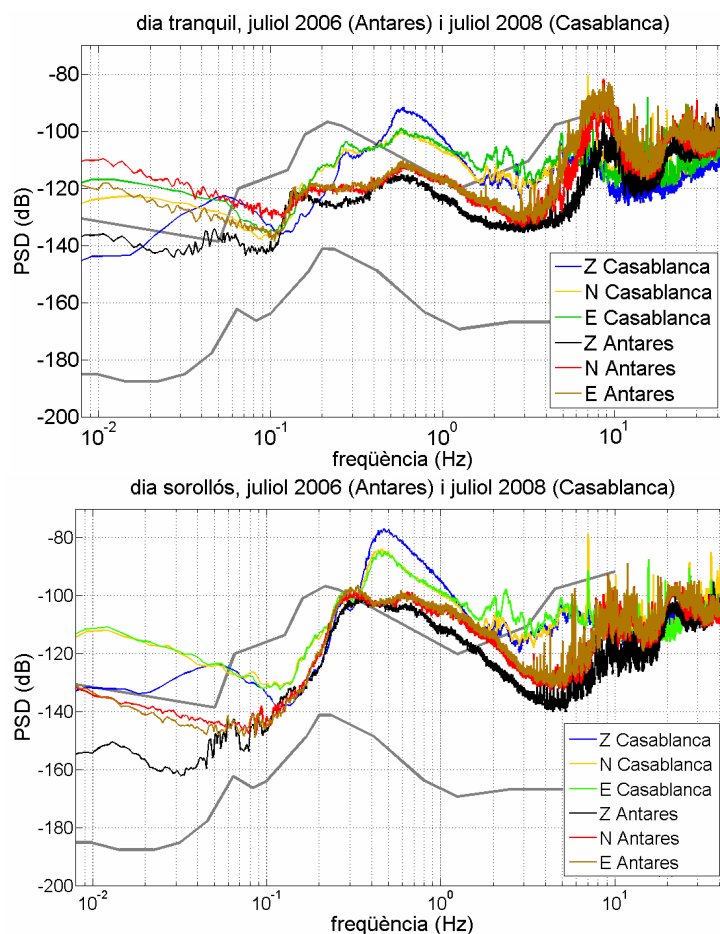


Figura 8.1: PSD del senyal dels tres components dels OBS Antares (juliol 2006) i Casablanca (juliol 2008), per a un dia tranquil (a dalt) i un dia sorollós (a baix), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

Entre 0.1 Hz i 0.2 Hz, els nivells de soroll als dos OBS són semblants a tots els components. A partir de 0.2 Hz i a freqüències creixents, hi comença a haver divergències al comportament dels dos sensors. El pic produït pel règim local d'ones marines es troba al voltant de 0.6 Hz a Casablanca, mentre que a Antares està entorn als 0.4 Hz. A més, aquest màxim és uns 20 dB major per al component vertical de l'OBS Casablanca que per al d'Antares i uns 10 dB major per als components horitzontals de Casablanca que per als d'Antares. Cal destacar que, en aquest tram, el nivell de soroll del component vertical de Casablanca és superior que els dels components horitzontals, però a Antares la PSD del component vertical és més petita que la dels horitzontals per a tot el rang de freqüències.

A altes freqüències, el nivell de soroll de l'OBS Antares continua essent més petit que a Casablanca, però la diferència decreix a mesura que la freqüència augmenta.

8.2.2. Comparació amb altres emplaçament submarins

Des de mitjans del segle XX s'han portat a terme experiments per dissenyar i millorar sensors i instal·lacions destinades a monitorar l'activitat sísmica des del fons marí, tant individualment com en forma de xarxa. A més, s'han desenvolupat projectes d'instal·lació de sismòmetres subaquàtics de caràcter permanent que requereixen unes condicions tècniques específiques i més complexes que les dels sensors situats a terra. El soroll sísmic ambiental en aquests llocs d'observació és un dels indicatius utilitzats per avaluar la qualitat del senyal enregistrat. S'ha publicat una sèrie d'articles que en mostren els resultats i, en aquest apartat, es comparen els nivells de soroll sísmic ambiental de l'OBS Casablanca amb els d'aquests altres OBS situats arreu del món, amb diferents condicions de fondària, de tipus de sòl i de tipus de sensor, ja esmentats al primer capítol.

A la Mediterrània, a banda de l'OBS Antares, que ja s'ha analitzat àmpliament, s'hi han instal·lat altres sismòmetres subaquàtics permanents. A prop de Nàpols, al Golf de Pozzuoli, a principis de maig de 2008 es va posar en funcionament un OBS permanent de banda ampla (0.033–40 s; Guralp CMG-40T) integrat en el sistema anomenat CUMAS (Iannacone *et al.*, 2009). En una etapa prèvia a la instal·lació del sistema permanent es va realitzar un estudi de soroll a l'emplaçament mitjançant el desplegament de dos OBS (OBS1 i OBS2) de banda ampla durant 31 dies el 2005 (Vassallo *et al.*, 2008). Aquests OBS es varen instal·lar a uns 100 m de fondària, és a dir, en unes condicions semblants a les de l'OBS Casablanca. Els resultats d'aquest estudi, tal com es veu a la Figura 8.2, mostren que, en general, el nivell de soroll és més alt a l'OBS Casablanca, si bé existeix una similitud entre el pic de soroll observat als dos emplaçaments entre 0.5 i 1 Hz causat pel règim local d'onades marines. Aquest comportament es reproduïx, com ja s'ha apuntat abans, en altres estacions submarines i estacions a terra properes a la costa, com per exemple les situades en illes, i preferentment instal·lades en sòls tous. A diferència del soroll observat a l'OBS Casablanca, als OBS instal·lats al Golf de Pozzuoli sí que s'hi observa una variació horària del nivell de soroll a altes freqüències a causa de diferència d'activitat diürna i nocturna (Vassallo *et al.*, 2008).

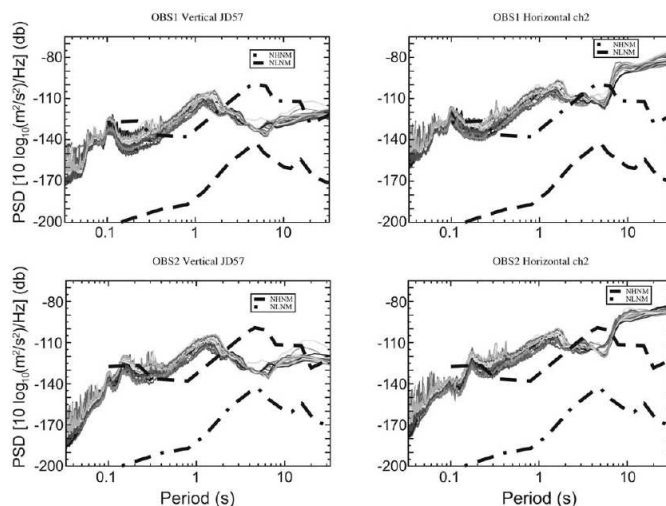


Figura 8.2: PSD de les estacions OBS1 (a dalt) i OBS2 (a baix) dia 26 de febrer de 2005, junt amb les corbes N1NM i N2NM de Peterson (1993) (Vassallo *et al.*, 2008)

Quan hi hagi dades suficients disponibles, seria interessant realitzar un estudi comparatiu del soroll enregistrat a l'observatori CUMAS i a l'OBS Casablanca, ja que tots dos estan instal·lats a fondàries semblants.

L'any 2001 i durant quatre mesos, es va portar a terme una campanya al mar Tirrè consistent a desplegar catorze sensors sísmics, cinc dels quals de banda ampla i tres components (Dahm *et al.*, 2006). La Figura 8.3 mostra la mitjana de la PSD del senyal del component vertical d'algunes d'aquestes estacions.

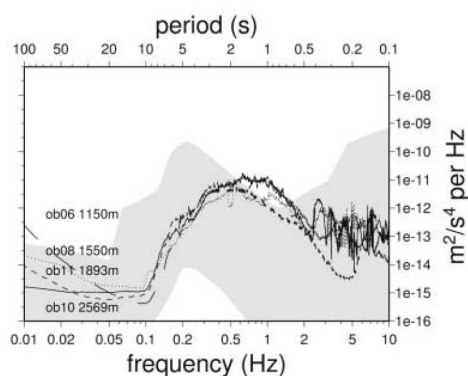


Figura 8.3: Mitjana de la PSD del senyal del component vertical d'algunes estacions instal·lades al mar Tirrè. El senyal de les estacions ob06 i ob08 s'ha corregit de l'aportació del *tilt* a baixes freqüències i fins a 0.1 Hz. Les corbes de Peterson (1993) estan marcades amb un ombrejat gris (Dahm *et al.*, 2006).

Els nivells de soroll de l'OBS Casablanca són més elevats a totes les bandes de freqüència. En aquest cas, doncs, la major fondària d'instal·lació dels OBS del mar Tirrè respecte a la de l'OBS Casablanca sembla que es reflecteix en un millor comportament dels nivells de soroll.

A la badia de Monterey, a Califòrnia, s'hi troba l'observatori subaquàtic permanent MOBB (Figura 8.4), que inclou un sensor de banda ampla de tres components (Güralp CMG-1T), enterrat als sediments a uns 1000 m de fondària.

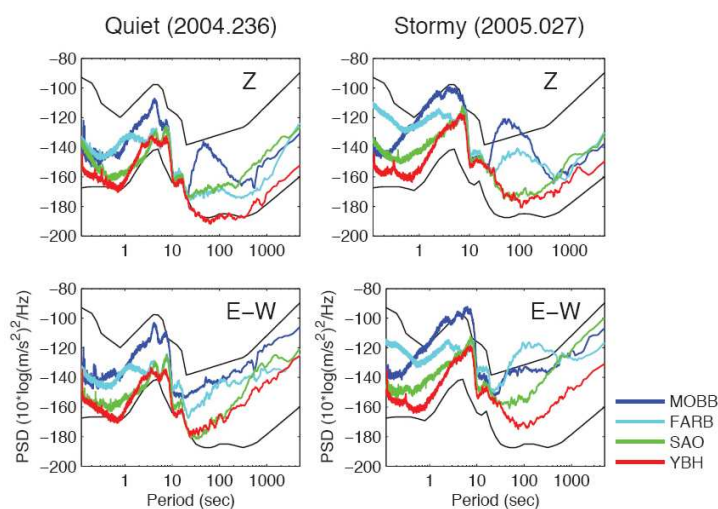


Figura 8.4: Comparació de la PSD del senyal del component vertical (a dalt) i del component horitzontal E-W (a baix) del sensor MOBB i de tres estacions més de la xarxa BDSN en un dia tranquil (esquerra) i un dia tempestuós (dreta) segons la boia de la badia de Monterey (46042) de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration; <http://www.noaa.gov/>), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993) (Romaniewicz *et al.*, 2009)

Les característiques del soroll sísmic ambiental a MOBB i la qualitat de les dades han estat extensament estudiades (Dolenc *et al.*, 2005, 2007; Romanowicz *et al.*, 2006, 2009). MOBB és significativament més tranquil per a totes les freqüències. El pic de soroll produït per les ones d'infragravetat que s'observa a MOBB a freqüències inferiors a 0.05 Hz (Dolenc *et al.*, 2008) s'observa a l'OBS Casablanca per sota de 0.1 Hz. La columna d'aigua addicional a MOBB es reflecteix en un valor més alt de la freqüència on s'observa aquest pic a l'OBS Casablanca.

El nivell de soroll de l'OBS Casablanca és molt més alt que el de l'estació H2O situada al Pacífic, entre Hawaii i Califòrnia a 5000 m de fondària, tal com s'observa a la Figura 8.5, on també s'hi representen les corbes de la PSD dels sensors de l'experiment OSNPE.

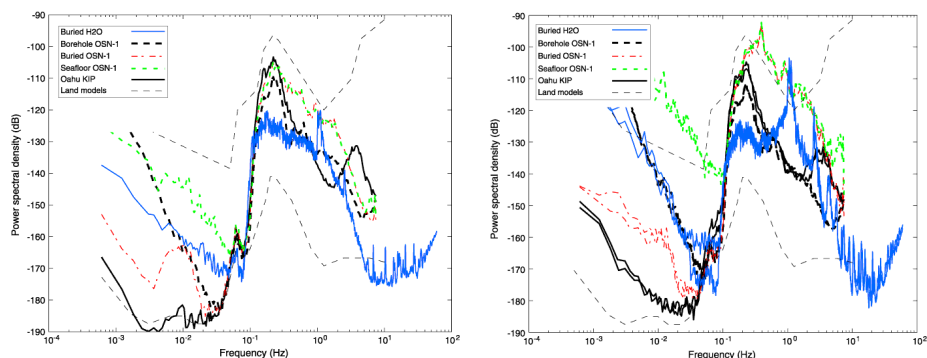


Figura 8.5: Esquerra: PSD en acceleració del component vertical de l'estació H2O, junt amb les de l'experiment OSNPE (OSN-1), la de l'estació situada a l'illa d'Oahu (KIP) i els models de Peterson (1993). Dreta: PSD en acceleració dels components horitzontals de l'estació H2O, junt amb les de l'experiment OSNPE (OSN-1), la de l'estació KIP i els models de Peterson (1993) (Stephen *et al.*, 2003b)

Aquest comportament és previsible donada la diferència de fondàries a què estan instal·lats els sensors. Tanmateix, existeixen algunes tendències comuns entre ells. D'una banda, el component vertical dels sensors OSN-1 situat sobre el llit marí i soterrat als sediments, presenta una PSD en què queda marcada la influència de les ones d'infragravetat, tal com s'observa a la corba corresponent a l'OBS Casablanca, però desplaçada a més baixes freqüències a causa de la major fondària a què estan instal·lats. El sensor situat al pou no mostra aquesta tendència. D'altra banda, als components horitzontals és remarcable el pic produït pel règim local d'ones marines a la banda microsísmica dels sensors OSN-1 soterrat i dipositat al llit marí. Com ja s'ha fet notar anteriorment, aquest comportament és similar al de l'OBS Casablanca, que té aquesta tendència no només per als components horitzontals sinó també per al vertical.

8.2.3. Comparació amb emplaçaments a terra de la xarxa sísmica de Catalunya

Com s'ha explicat al capítol segon, l'OBS Casablanca s'ha integrat a la xarxa sísmica de Catalunya (COBS). A mode il·lustratiu, a la Figura 8.6 es mostra el comportament en termes de soroll de tres estacions a terra de la xarxa sísmica per a un dia tranquil, i un dia tranquil i un altre de sorollós de COBS.

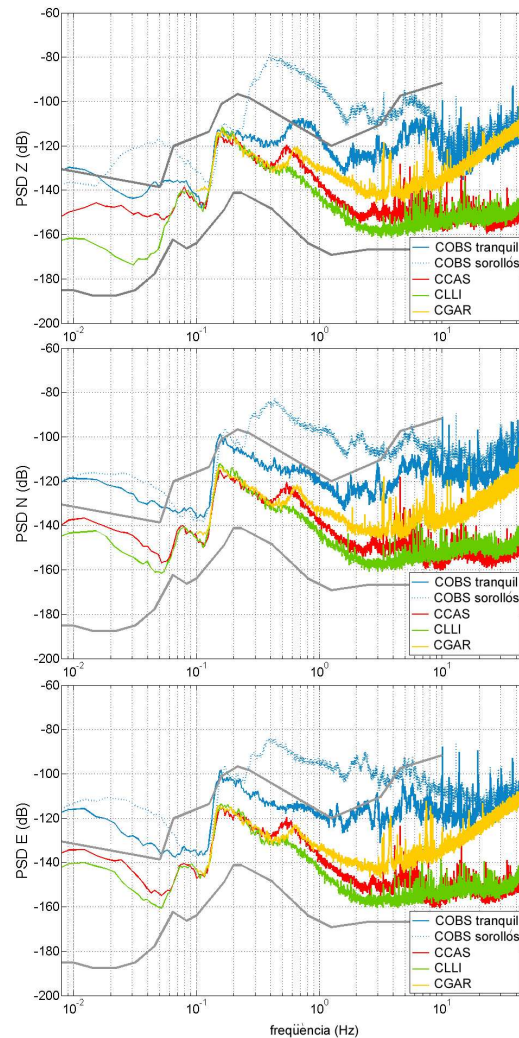


Figura 8.6: PSD mitjana del senyal dels tres components de l'OBS Casablanca (COBS) per a un dia sorollós i un dia tranquil, i el mateix dia tranquil per a les estacions CCAS, CLLI i CGAR, junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993), en gris.

CGAR és una estació propera a la costa; CCAS està instal·lada en un pou de 32 m de fondària i a menys de 20 km de la mar; i CLLI es troba als Pirineus a uns 90 km de la costa. S'observa que, mentre que els components horitzontals de l'OBS Casablanca són més sorollosos, el soroll dels component vertical és comparable a les tres estacions a terra al voltant dels pics microsísmics. El pic de soroll observat a l'OBS Casablanca al voltant de 0.7 Hz causat per la influència del règim local d'onades, també s'observa a CGAR i CCAS, i gairebé desapareix a CLLI. A més, aquest pic es desplaça cap a freqüències més baixes per a les estacions més llunyanes de la mar.

8.3. Aportació de COBS a la millora de les localitzacions hipocentrals

Tot i l'alt nivell de soroll observat a l'OBS de Casablanca (COBS), el sensor és capaç d'enregistrar terratrèmols, tant llunyans com propers. Una de les finalitats del projecte Casablanca va ser la millora de les localitzacions dels sismes amb epicentre a la mar. En aquesta situació, la geometria de la xarxa condiciona la qualitat de les localitzacions: el *gap* normalment és més gran que 180° i no hi ha cap estació amb distància epicentral de l'ordre de la fondària. Si s'utilitzen només les estacions terrestres, els paràmetres hipocentrals dels terratrèmols localitzats a mar, especialment la fondària, tenen una incertesa alta.

Els programes més utilitzats en el treball rutinari de moltes xarxes sísmiques (per exemple Hypo71 o Hypoinverse), convergeixen ràpidament a una solució i no requereixen molta memòria de còmput, ja que determinen l'hipocentre aplicant iterativament el mètode de Geiger, basat en minimitzar els residus dels temps de recorregut. Aquests programes donen una solució i els seus errors associats, però no proporcionen un coneixement exhaustiu de la incertesa de la solució obtinguda.

L'algoritme *Grid-search*, en canvi, fa una estimació de la funció de densitat de probabilitat (*Probability Density Function*, PDF) i de la màxima versemblança dels paràmetres hipocentrals a cada punt (x,y,z) en un *grid* 3D (Lomax *et al.*, 2000). Amb el mètode no lineal *Grid-search* s'obtenen múltiples hipocentres (els de màxima versemblança) i el volum d'errors (amb distribució no gaussiana), a diferència del mètode lineal, on s'obté una única solució (l'òptima) i l'el·lipse d'errors (considerant una distribució gaussiana). Amb l'algoritme *Grid-search*, tant el temps com la memòria de càlcul requerits són superiors, fet pel qual aquest mètode és més adequat per a estudis específics fora del seguiment rutinari.

Amb la finalitat de fer una estimació dels errors de les localitzacions per als sismes de la zona costanera de Catalunya s'ha implementat el programa NLLOC (Lomax *et al.*, 2000) basat en el mètode no lineal *Grid-search*. El programa té dues funcions de versemblança opcionals: o bé s'utilitza la funció LSL2 (*least-squares L2 norm*), que intenta satisfer totes les observacions en el sentit de mínims quadrats; o bé la funció EDT (*equal differential-time*), que intenta satisfer la majoria de parells d'observacions. La funció EDT es més

robusta quan hi ha dades errònies (*outliers*), com succeeix en el cas d'una mala lectura de temps d'arribada. Husen i Lomax (2005) varen realitzar una aplicació a les relocalitzacions de l'International Seismological Centre, on es mostra que la utilització d'EDT proporciona valors més realistes que LSL2.

L'activitat sísmica ocorreguda a prop de COBS des que està en funcionament ha estat escassa i no s'ha produït cap sisme de magnitud important. Per aquesta raó, s'ha escollit el sisme que té l'epicentre més proper a COBS per mostrar la seva aportació a la localització hipocentral. S'ha localitzat el terratrèmol de dia 22 d'agost de 2005, $M_l=1.6$, amb el programa NLLOC a partir de les dades de les estacions de la xarxa sísmica, amb i sense lectures de COBS. Atès que hi ha diferències importants en el model d'estructura per a cada estació (varia des de 60 km d'espessor d'escorça als Pirineus fins a uns 20 km a la zona de COBS), s'han eliminat les estacions a distàncies superiors a 100 km per evitar la utilització de fases Pn.

A la Taula 8.1 es mostren els resultats obtinguts per a aquest exemple en localitzar amb la funció EDT, amb i sense les dades de COBS. Les localitzacions amb lectures de COBS presenten dues millores: el *gap* disminueix de 237° a 140° , i la distància de la estació més propera a l'epicentre (DM) passa de 73 a 6 km. L'augment de RMS cal atribuir-lo a un augment en els residus degut a la no adaptació del model d'estructura per COBS. Pel que fa a l'epicentre no varia molt, però sí, en canvi, la fondària que passa de 21 a 8 km.

Taula 8.1: Resultats obtinguts per a la localització hipocentral d'un sisme proper a l'OBS Casablanca (COBS), $M_l=1.6$, amb la funció EDT, amb i sense les dades de COBS. No.: Nombre de lectures de fases; DM: Distància de l'epicentre a l'estació més propera; RMS: Error quadràtic mitjà.

| EDT | Hora origen | Latitud | Longitud | Fondària | No. | DM | Gap | RMS |
|------------------|-------------|------------|-----------|----------|-----|-------|------|------|
| Sense OBS | 00:55:54.82 | 40° 45.07' | 1° 21.37' | 21.44 km | 9 | 73 km | 237° | 0.21 |
| Amb OBS | 00:55:54.90 | 40° 46.08' | 1° 21.37' | 8.17 km | 11 | 6 km | 140° | 0.55 |

A la Figura 8.7 es presenten els resultats obtinguts amb la funció EDT. La representació de la PDF dóna informació sobre les incerteses de la localització. En el cas que en què no hi ha lectures de COBS la distribució de punts en fondària va des de 0 fins a 40 km, mentre que quan s'utilitzen les lectures de COBS els punts es distribueixen entre 0 i 25 km amb una menor dispersió.

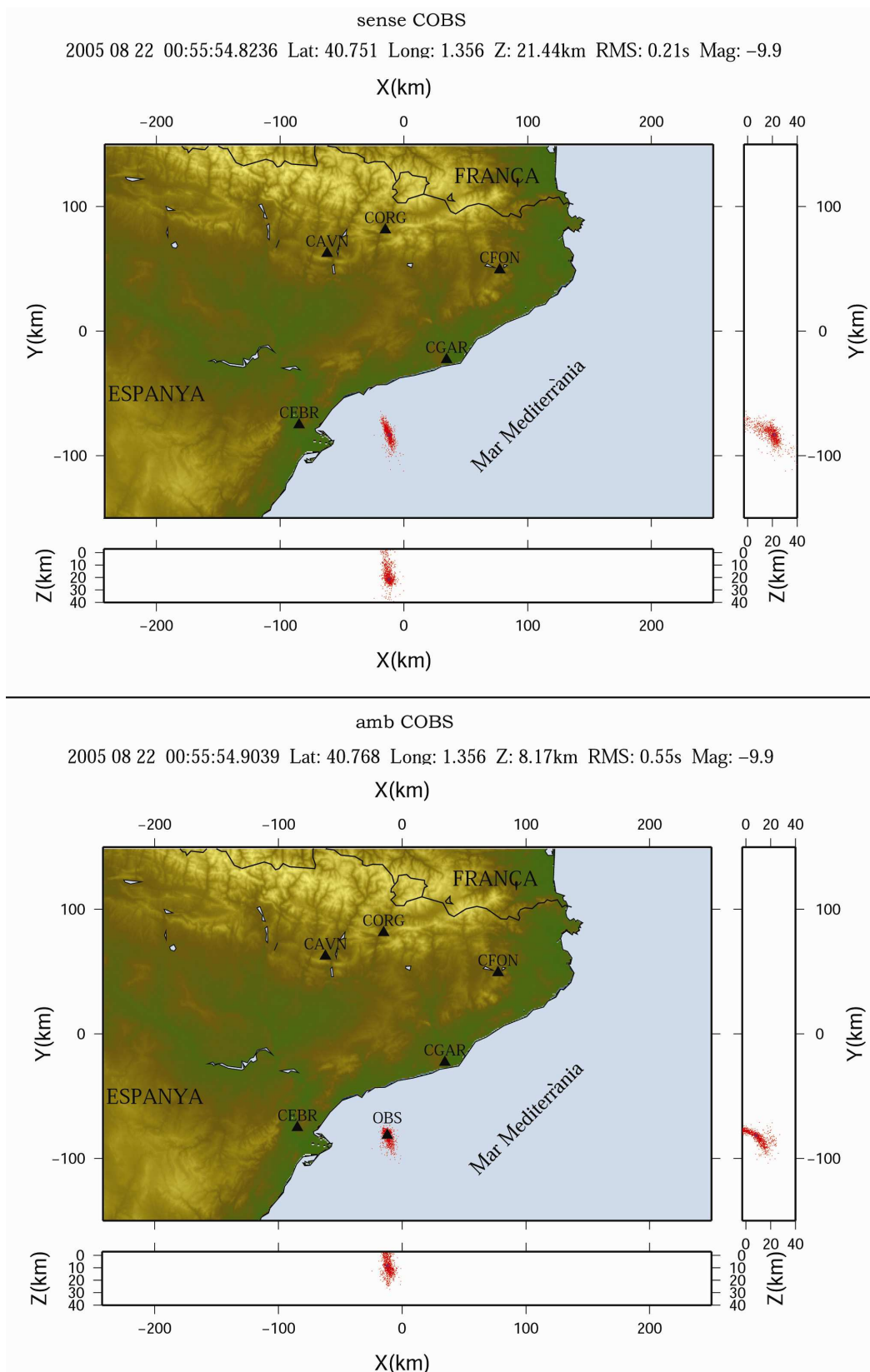


Figura 8.7: Resultats obtinguts de la localització d'un sisme proper a l'OBS, amb (a baix) i sense (a dalt) les dades de COBS, realitzada amb NNLOC i la funció EDT.

Aquestes resultats obtinguts amb un sisme de petita magnitud ($M_l=1.6$) mostren ja una millora en termes de fiabilitat de les localitzacions hipocentrals. Noves dades permetran confirmar la millora que suposa la integració del senyal d'estacions a terra i a mar.

En el nostre exemple, s'ha utilitzat el mateix model de capes planes que s'usa per a les localitzacions rutinàries de la xarxa sísmica de Catalunya. Molt probablement, aquest model no està ben adaptat a l'estació COBS. El programa NLLOC, però, admet la incorporació d'un model d'escorça 3D. La disponibilitat d'aquest model proporcionaria una millora en les localitzacions, en particular per terratrèmols fora de la xarxa.

8.4. Utilització del soroll sísmic ambiental de l'OBS Casablanca per al càlcul de tomografia d'ones superficials

El senyal continu de l'OBS Casablanca s'ha pogut utilitzar amb èxit a una aplicació d'estudi de la tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental. La utilització de les dades de COBS ha contribuït a densificar notòriament la xarxa d'estacions participants en aquest estudi, donada la baixa concentració de sensors sísmics en aquesta zona, a comparació amb l'àrea dels Pirineus. Un dels factors determinants en la millora de la resolució dels mapes de dispersió és el nombre de trajectòries disponibles per a la mesura de la velocitat de grup.

Tal com s'ha explicat als capítols sis i set, tot i que les mesures de velocitat de grup es realitzen per a totes les trajectòries possibles, abans d'introduir-les al càlcul de la tomografia es realitza una selecció d'aquelles mesures fetes sobre un senyal que compleixi una sèrie de requisits de qualitat, com són una relació senyal-soroll superior a 20 i una distància entre estacions superior a tres vegades la longitud d'ona corresponent al període tractat. El sensor COBS compleix aquests requisits de qualitat en un 50% dels mapes elaborats. El període de temps per al qual es disposa de senyal de l'OBS és fins a 10 mesos més curt que a la resta d'estacions i, tot i així, la relació senyal-soroll és major que 20 per a la meitat de períodes computats. Considerant aquest aspecte, cal valorar molt positivament l'aportació de l'OBS a aquest estudi.

Cal destacar que els resultats obtinguts milloren els de l'estudi de tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental a la Península Ibèrica, realitzat per Villaseñor *et*

al. (2007), en què es varen utilitzar dades de la Red Sísmica Nacional d'un període de temps de 4 mesos. La Figura 8.8 mostra els mapes obtinguts al citat treball, amb una representació de les trajectòries utilitzades en el càlcul corresponent a cada període a l'esquerra, i les mesures de la velocitat de grup, junt amb una corba de contorn assenyalant els 100 km de precisió a la dreta.

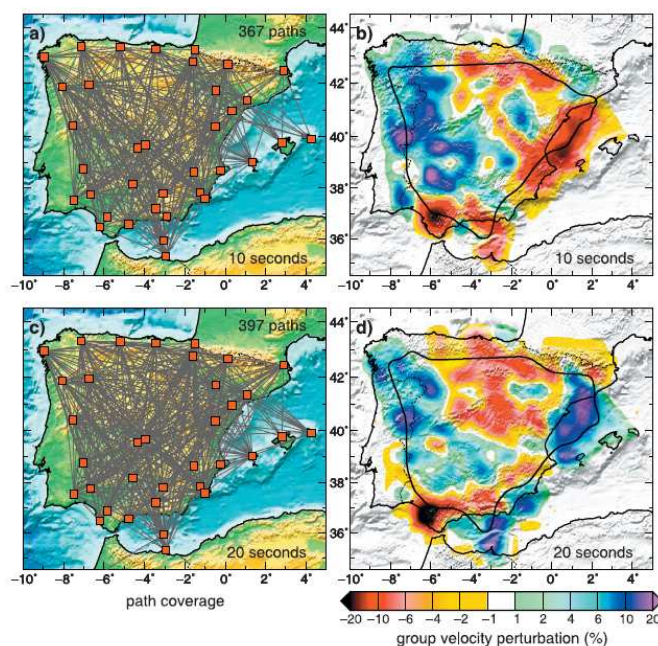


Figura 8.8: Cobertura de trajectòries (esquerra) i mapes de velocitat de grup (dreta) obtinguts per a ones Rayleigh de 10 (a dalt) i 20 s (a baix). Als mapes de velocitat de grup es marca el contorn de 100 km de precisió (Villaseñor *et al.*, 2007).

Respecte a Villaseñor *et al.* (2007), en el present treball l'addició de les estacions de la xarxa sísmica de Catalunya ha augmentat notablement la densitat de trajectòries potencials. A més, la disponibilitat d'un senyal continu de més llarga durada també ha permès obtenir relacions senyal-soroll millors en la majoria de trajectòries, de tal forma que un percentatge més alt de trajectòries ha intervingut en el càlcul.

La corba assenyalant 100 km de precisió es desplaça al nord, sobre els Pirineus, respecte a Villaseñor *et al.* (2007), mostrant així una extensió destacable de l'àrea en què es poden fer interpretacions curoses de les estructures de dimensions comparables o més grans a aquests 100 km. Les Illes Balears, que al treball de Villaseñor *et al.* (2007) quedaven fora d'aquest contorn, es troben sobre el límit per a tots els períodes.

9. Conclusions i perspectives

Al llarg d'aquesta tesi s'han tractat qüestions referents a diversos àmbits de la sismologia. En aquest capítol es pretén sintetitzar les principals conclusions que se n'han extret i esbossar algunes propostes de treball que, en el futur, li podrien donar continuïtat.

9.1. Conclusions

- La instal·lació d'observatoris subaquàtics permanents permet l'estudi de zones poc accessibles de forma prolongada. En aquest sentit, estan en funcionament un sismòmetre de fons marí (OBS) i un sensor diferencial de pressió (DPG) a uns 50 km de la costa de Tarragona, a la zona de seguretat de la plataforma petrolífera Casablanca. Al registre internacional d'estacions té el codi COBS. Les seves coordenades són 40° 42' 47.085'' N, 1° 21' 22.222'' E (WGS84) i 150 m de fondària. L'orientació del component N és de 196° \pm 4°.
- Les instal·lacions d'observatoris submarins permanents suposen un esforç econòmic i humà molt superior a les d'observatoris similars a terra. El medi marí exigeix l'ús de materials resistents a la corrosió i a les altes pressions, el disseny individualitzat de la instrumentació que s'ha d'adaptar a cada projecte, l'elecció del tipus d'instal·lació i

vehicles especialitzats per realitzar-la. L'empresa Güralp Systems Ltd. va dissenyar un receptacle específic per a la instal·lació de l'OBS Casablanca.

- La qualitat d'un emplaçament en termes de soroll sísmic ambiental millora amb el soterrament del sensor als sediments en front dels OBS dipositats sobre el llit marí. En el cas de l'OBS Casablanca, hi va haver un primera instal·lació el 2005 en què el sensor va quedar dipositat sobre el llit marí i una segona configuració el 2007, en què es va soterrar l'OBS als sediments. Hi ha una millora de la qualitat del senyal per a la segona instal·lació, més accentuada a baixes freqüències, de 20 dB al component vertical i entre 20 i 30 dB als horitzontals.
- L'anàlisi del senyal de 2008 mostra que, en general, l'OBS Casablanca té un nivell de soroll alt, si es compara amb els models d'alt soroll (NHNM) i baix soroll (NLNM) de Peterson (1993). Tanmateix, per a un tram de la banda microsísmica i a altes freqüències, les corbes de densitat de potència espectral (PSD) es troben sota la corba NHNM.
- La PSD del soroll de l'OBS Casablanca mostra variacions estacionals, amb un nivell de soroll més baix a la banda microsísmica i a baixes freqüències durant els mesos d'estiu. Al voltant de 0.1 Hz, el component vertical mostra un comportament menys sorollós, de fins a 40 dB, i els components horitzontals, fins a 20 dB.
- Les condicions meteorològiques i oceanogràfiques tenen un efecte notable sobre el comportament de l'OBS Casablanca. El factor que hi té una influència més directa és l'alçada significant espectral de les onades, que produeix variacions més pronunciades a freqüències baixes i a la banda microsísmica. Poden observar-s'hi variacions de fins a 30 dB al component vertical entre dies d'alta i baixa alçada significant espectral de les onades.
- Una part del soroll enregistrat pel component vertical a baixes freqüències és el produït per les onades de llarg període provinents de la mar de fons, d'una banda, i del desnivell del sensor, de l'altra. Aquests efectes es poden corregir mitjançant el mètode proposat per Crawford i Webb (2000). A l'OBS Casablanca es redueix el soroll del component vertical fins a 40 dB per a freqüències inferiors a 0.1 Hz.
- Els sensors de l'emplaçament Antares estan situats a 2550 m de fondària a la mar de Ligúria. La PSD del component vertical es troba entre el límits de Peterson (1993). A

baixes freqüències, la dels components horitzontals és fins a 20 dB més alta que la del component vertical, però la diferència disminueix a la banda microsísmica i a altes freqüències.

- El senyal de l'OBS Antares presenta variacions estacionals, reflectides en una disminució del soroll durant el mesos d'estiu, de fins a 30 dB al component vertical per a la banda microsísmica.
- Les condicions meteorològiques i oceanogràfiques tenen una influència notable en el sensor Antares. En dies amb valors baixos de la velocitat del corrent marí el nivell de soroll és feble, mentre que en dies amb velocitats altes del corrent marí, la PSD augmenta fins a 30 dB al component vertical i fins a 40 dB als horitzontals. Si l'alçada significant espectral de les onades és alta, hi ha un increment de fins a 10 dB a tots els components.
- A l'OBS Antares, existeix una superposició entre el pic microsísmic secundari i alguns pics molt específics de la PSD identificables com a pics locals de ressonància. Segons Godin i Chapman (1999), aquests pics de ressonància es poden relacionar amb l'estructura superficial a sota del sensor calculant la proporció entre la velocitat de cisalla (c_0) més superficial i el gruix dels sediments (H). Si s'assumeix c_0 entre 0.3 i 0.8 km/s a la superfície, H es dedueix entre 20 i 200 m.
- La correcció del soroll del senyal del component vertical de l'OBS Antares proposada per Crawford i Webb (2000) és d'uns 10 dB entre 0.003 i 0.007 Hz.
- La comparació entre el nivells de soroll ambiental dels OBS Casablanca i Antares mostra un comportament més sorollós al component vertical de Casablanca de fins a 30 dB entre 0.02 Hz i 0.1 Hz. Les ones d'infragravetat afecten en major mesura el component vertical de l'OBS Casablanca que el d'Antares i, a més, a bandes de freqüència més baixes a Antares a causa de la diferència de fondàries a què estan instal·lats els sensors.
- L'any 2007, la transmissió satèl·lit en temps real del senyal de l'OBS va permetre la seva integració a la xarxa sísmica de Catalunya. L'OBS ha enregistrat sismes locals, regionals i telesismes.

-
- La incorporació de les dades de l'OBS Casablanca a les de la xarxa sísmica a terra indica una millora de les localitzacions hipocentrals per a terratrèmols ocorreguts a prop del sensor de fons marí.
 - S'ha realitzat un estudi de tomografia d'ones superficials amb soroll sísmic ambiental de la zona compresa entre 2° W i 5° E i 38° N i 44° N, utilitzant el senyal continu de 21 mesos d'estacions sísmiques situades a la Península Ibèrica, el nord d'Àfrica i les Illes Balears. El senyal continu de l'OBS Casablanca s'ha pogut emprar amb èxit a l'estudi tomogràfic. La utilització de les seves dades ha contribuït a densificar notòriament la xarxa d'estacions participants en aquest estudi.
 - Els mapes de dispersió de velocitats de grup i de fase obtinguts a partir d'aquest estudi mostren zones d'altres i baixes velocitats coherents amb les principals estructures geològiques de la regió, com ara el solc de València, els Pirineus i la conca de l'Ebre.

9.2. Perspectives

- Les dades de l'OBS Casablanca es troben a disposició de la comunitat científica internacional, per a la realització de futurs estudis sismològics.
- Un treball més exhaustiu sobre l'aportació de l'OBS Casablanca a la millora de les localitzacions hipocentrals és un aspecte que queda obert a l'espera de l'ocurrència de més sismes propers al sensor. Noves dades poden permetre calibrar les localitzacions de sismes amb epicentre a la mar succeïts abans del funcionament de l'OBS.
- Els mapes de dispersió obtinguts en aquest estudi poden utilitzar-se com a pas intermedi en un càlcul d'un model 3D de velocitat d'ones S a l'escorça i part superior del mantell. Resoldre aquest inversió permetria l'obtenció d'un model més acurat, que seria de gran utilitat, entre d'altres, per a les localitzacions hipocentrals realitzades amb les dades de la xarxa sísmica de Catalunya.

Referències bibliogràfiques

- Aguilar J.A. i ANTARES Collaboration (2006). First results of the Instrumentation Line for the deep-sea ANTARES neutrino telescope. *Astropart.Phys.*, **26**, 314-324.
- Aguilar J.A. i ANTARES Collaboration (2007). The data acquisition system for the ANTARES neutrino telescope. *Nucl. Instrum. Meth.*, **A570**, 107-116
- Aki, K. i B. Chouet (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects, *J.Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Aki, K. i P.G. Richards (1980). Quantitative seismology: Theory and methods, p. 497. *Freeman and Co.*, S. Francisco.
- Araki, E., M. Shinohara, S. Sacks, A. Linde, T. Kanazawa, H. Shiobara, H. Mikada i K. Suyehiro (2004). Improvement of Seismic Observation in the Ocean by Use of Seafloor Boreholes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **94** (2), 678-690.
- Aslanides, E. *et al.*, (1999). The Antares proposal, <http://antares.in2p3.fr/Publications/proposal/proposal99.html>
- Atakan, K. i J. Havskov (1996). Local site effects in the northern North Sea based on single-station spectral ratios of OBS recordings. *Terra Nova*, **8**, 22-23.
- Barmin, M.P., M.H. Ritzwoller i A.L. Levshin (2001). A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography, *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 1351-1375.
- Barnes, C.R., M.M.R. Best, B.D. Bornhold, S.K. Juniper, B. Pirenne, i P. Phibbs (2007). The NEPTUNE Project - a cabled ocean observatory in the NE Pacific: Overview, challenges and scientific objectives for the installation and operation of Stage I in Canadian waters, *Underwater Technology and Workshop on Scientific Use of Submarine Cables and Related Technologies*, 308-313, ISBN: 1-4244-1207-2, doi: 10.1109/UT.2007.370809.

-
- Beaudin, R. i J-P. Montagner (1996). Time evolution of broadband seismic noise during the French pilot experiment OFM/SISMOBS, *Geophys. Res. Lett.*, **23(21)**, 2995-2998.
- Beaudin, R., P. Lognonné, J-P Montagner, S. Cacho, J.F. Karczewski i M. Morand (1996). The effects of the atmospheric pressure changes on seismic signals, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **86(6)**, 1760-1769.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro i Y. Yang (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller i N.M Shapiro (2008). Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.*, **113 (B05306)**, doi:10.1029/2007JB005248.
- Beranzoli, L. i equips de Geostar-Orion, Tyde, SN-1 (2003a). European seafloor observatories for geophysical and environmental monitoring, *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003*, abstract #12446, EGU.
- Beranzoli, L., T. Braun, M. Calcara, P. Casale, A. De Santis, G. D'Anna, D. Di Mauro, G. Etiope, P. Favali, J-L Fuda, F. Frugoni, F. Gamberi, M. Marani, C. Millot, C. Montuori, G. Smriglio (2003). Mission results from the first GEOSTAR observatory (Adriatic Sea, 1998), *Earth Planets Space*, **55**, 361-373.
- Best, M.M.R., B. D. Bornhold, S. K. Juniper, i C. R. Barnes (2007). NEPTUNE Canada Regional Cabled Observatory: Science Plan, *Oceans 2007*, 1-7, ISBN: 978-0933957-35-0, doi: 10.1109/OCEANS.2007.4449316.
- Bormann, P. (2002). New manual of seismological observatory practice. Chapter 4: Seismic signals and noise, *Ed. P. Bormann. IASPEI*, **1**. GFZ Potsdam 2002.
- Bracewell, R.N. (1978). Fourier Transform and Its Applications. *McGraw-Hill*, 2a edició, Nova York.
- Bradley, C.R., R.A. Stephen, L. M. Dorman i J.A. Orcutt (1997). Very low frequency (0.2-10.0 Hz) seismoacoustic noise below the seafloor, *J. Geophys. Res.*, **102 (B6)**, 11703-11718.
- Campillo, M. i A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547-549.
- Cessaro, R.K. (1994). Sources of Primary and Secondary Microseisms, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **84(1)**, 142-148.
- Cho, K.H., R.B. Hermann, C.J Ammon i K. Lee (2007). Imaging the upper crust of the Korean peninsula by surface wave tomography, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **97(1B)**, 198-207, doi: 10.1785/0120060096.
- Cox, C., T. Deaton i S.C. Webb (1984). A deep-sea differential pressure gauge, *J. Atm. Ocean. Tech.*, **1**, 237-245.
- Collins, J.A., F.L. Vernon, J.A. Orcutt, R.A. Stephen, K.R. Peal, F.B. Wooding, F.N. Spiess i J.A. Hildebrand (2001). Broadband seismology in the oceans: lessons from the Ocean seismic Network pilot experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 49-52.

- Crawford, W.C. i S.C. Webb (2000). Identifying and removing tilt noise from low-frequency (<0.1Hz) seafloor vertical seismic data, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **90**(4), 952-963.
- Crawford, W.C., R.A. Stephen i S.T. Bolmer (2006). A Second Look at Low-Frequency Marine Vertical Seismometer Data Quality at the OSN-1 Site off Hawaii for Seafloor, Buried, and Borehole Emplacements, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **96**(5), 1952-1960.
- Dahm, T., F. tilmann i J.P. Morgan (2006). Seismic Broadband Ocean-Bottom Data and Noise Observed with Free-Fall Stations: Experiences from Long-Term Deployments in the North Atlantic and the Tyrrehnian Sea, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **96**(2), 647-664.
- Deschamps, A., Y. Hello, M. Dugué, V. Bertin i A.Le Van Suu (2005). Antares: a seismological broad-band sensor at 2500m in Mediterranean Sea, *Geophysical Research Abstracts*, **7**, 03705, SRef-ID:1607-7962/gra/EGU05-A-03705, EGU.
- Deschamps, A., Y. Hello, V. Bertin i A.Le Van Suu (2006a). Analyse of seismological broad-band observation at 2400m on sea floor in Metiterranean Sea, *Geophysical Research Abstracts*, **8**, 09197, SRef-ID:1607-7962/gra/EGU06-A-09197, EGU.
- Deschamps, A., Y. Hello, N. Béthoux, P. Charvis (2006b) Some preliminary attempt to sea floor observation: the Ligurian Sea project, *Earthquake monitoring and Earthquake Risk in Western Mediterranean (EERWEM) workshop abstract book. Boletín ROA*, **3/2006**, p. 18.
- Díaz, J., A. Villaseñor, J. Gallart, J. Morales, A. Pazos, D. Córdoba, J. Pulgar, J.L. García-Lobón, M. Harnafi and Topolberia Seismic Working Group (2009), The IBERARRAY broadband seismic network: A new tool to investigate the deep structure beneath Iberia, *Orfeus Newsletter*, **8**(2), 1-6.
- Dolenc, D., B. Romanowicz, D. Stakes, P. McGill, and D. Neuhauser (2005). Observations of infragravity waves at the Monterey ocean bottom broadband station (MOBB), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q09002, doi:10.1029/2005GC000988.
- Dolenc, D., B. Romanowicz i R. Uhrhammer (2007). Identifying and removing noise from the Monterey ocean bottom broadband seismic station (MOBB) data, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(2), Q02005, doi: 10.1029/2006GC001403.
- Duennebier, F.K., R. Butler, A. Chave, D. Harris, J. Jolly i J. Babinec (2000). Broadband Seismograms from the Hawaii-2 Observatory, *Eos Trans. AGU*, **81**(48), Fall Meet. Suppl.
- Duennebier, F.K. i G.H. Sutton (2007). Why bury ocean bottom seismometers?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(2), Q02010, doi:10.1029/2006GC001428.
- Dziewonski, A., S. Bloch i M. Landisman (1969). A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **59**(1), 427-444.
- Ekstrom, G., J. Tromp, i E.W.F. Larson (1997). Measurements and global models of surface wave propagation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8137-8157.
- Ewing, M. i A. Vine (1938). Deep-sea measurements without wires or cables, *Eos Trans. AGU*, **19**(1), 248-251.
- Favali, P. i l'equip SN-1 i la col·laboració de NEMO (2003). SN-1: the first node of the Italian seafloor observatory network – background and perspective, *Proceedings of the 3rd*

- Favali, P. i L. Beranzoli (2006). Seafloor Observatory Science: a review, *Annals of Geophysics*, **49(2/3)**, 515-567.
- Favali, P., L. Beranzoli, G. D'Anna, F. Gasparoni, J. Marvaldi, G. Clauss, H.W. Gerber, M. Nicot, M.P. Marani, F. Gamberi, C. Millot i E.R. Flueh (2006a). A fleet of multiparameter observatories for geophysical and environmental monitoring at seafloor, *Annals of Geophysics*, **49(2/3)**, 659-680.
- Favali, P., L. Beranzoli, G. D'Anna, F. Gasparoni i H.W. Gerberd (2006b). NEMO-SN-1 the first "real-time" seafloor observatory of ESONET, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, **567**, 462-467.
- Favali, P. i L. Beranzoli (2009). EMSO: European multidisciplinary seafloor observatory, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, **602**, 21-27.
- Font, J., E. García-Ladona i E.G.Gorriz (1995). The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several years of evidence, *Oceanol. Acta*, **8(2)**, 207-219.
- Friedrich, A., F. Krüger i K. Klinge (1998). Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array, *Journal of Seismology*, **2(1)**, 47-64.
- Frontera, T. (2006). Estació sísmica de fons marí permanent al sud-est de Tarragona (projecte Casablanca): instal·lació i caracterització del soroll sísmic ambiental, *Treball de recerca per al Diploma d'Estudis Avançats (DEA), Programa de Doctorat de Geofísica, Tutores: C. Olivera i A. Ugalde*, Universitat Ramon Llull, 97 p.
- Frontera, T., A. Deschamps, A. Ugalde, J.A. Jara, Y. Hello, X. Goula, i C. Olivera (2009). A comparison between two permanent broadband ocean bottom seismometers in the western Mediterranean Sea, *Seismic risk in moderate seismicity area: from hazard to vulnerability, International Conference: Provence' 2009, Aix en Provence (France), July 6-8, 2009*.
- Godin, O.A. i D.M.F. Chapman (1999). Shear-speed gradients and ocean seismo-acoustic noise resonances, *J. Acoust. Soc. Am.*, **106(5)**, 2367-2382.
- Goula X., C. Olivera, J. Fleta, B. Grellet, R. Lindo, L. A. Rivera, A. Cisternas i D. Carbon (1999). Present and recent stress regime in the Eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics* **308**, 487-502.
- Haubrich, R.A., W.H. Munk i F.E. Snoggrass (1963). Comparative spectra of microseisms and swell, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **53**, 27-37.
- Hedlin, M.A. i J.A. Orcutt (1989). A comparative study of island, seafloor and subseafloor ambient noise levels, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **79(1)**, 172-179.
- Herrmann, R. B. (2002). Computer Programs in Seismology, ver. 3.25, www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, Missouri (last accessed March 2006).
- Hirata, K., M. Aoyagi, H. Mikada, K. Kawaguchi, Y. Kaiho, R. Iwase, S. Morita, I. Fujisawa, H. Sugioka, K. Mitsuzawa, K. Suyehiro, H. Kinoshita i N. Fujiwara (2002). Real-Time

- Geophysical Measurements on the Deep Seafloor Using Submarine Cable in the Southern Kurile Subduction Zone, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **27(2)**, 170-181.
- Husen, S., A. Lomax (2005). Global non-linear earthquake location: application to the ISC routine location procedure, *IASPEI General Assembly*, Santiago, Chile.
- Kanazawa, T., W.W. Sager, C. Escutia, E. Araki, J.E. Arney, R.L. Carlson, W.S. Downey, F. Einaudi, S.L. Haggas, Y. Hayasaka, K. Hirata, B.C. Horner-Johnson, K.W. Mandernack, F.M.G. McCarthy, R. Moberly, M. Mochizuki, R. Øhlenschlaeger Pedersen, A.R.M. Salimullah, M. Shinohara, C-D Werneret (2001). Shipboard Scientific Party, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **191**.
- Kaneda, Y., K. Hirahara i T. Furumuea (2009). New research project for the next Nankai trough mega thrust earthquakes. Integration of Observation, Simulation and Disaster Mitigation researches, *Geophysical Research Abstracts*, **11**, EGU2009-11757, EGU.
- Kaneko, S., E. Araki, K. Kawaguchi i Y. Kaneda (2007). Installation requirements for seismic observation in the seafloor, *International Workshop On Marine Technology. Martech 2007*, 15th and 16th November, 2007, Vilanova i La Geltrú (Barcelona), 4p, oral presentation.
- Kasahara, J., H. Utada, T. Sato i H. Kinoshita (1998). Submarine cable OBS using a retired submarine telecommunication cable: GeO-TOC program. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108**, 113–127.
- Kasahara, J., S. Stephen, J. Baldauf i G.D. Acton (2001). Leg 200: Drilling at the H2O long-term seafloor observatory, *ODP Scientific Prospectus*, **100**.
- Kasahara, J., R. Iwase, T. Nakatsuka. Y. Nagaya, Y. Shirasaki, K. Kawaguchi i J. Kojima (2006). An experimental multidisciplinary observatory (VENUS) at the Ryukyu Trench using the Guam-Okinawa Geophysical Submarine Cable. *Annals of Geophysics*, **49(2/3)**, 595-606.
- Kedar, S. i F. H. Webb (2005). The Ocean's Seismic Hum, *Science*, **307**, p. 682.
- Koper, K.D. i B. de Foy (2008). Seasonal Anisotropy in Short-Period Seismic Noise Recorded in South Africa, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **98 (6)**, 3033-3045.
- Larroque C., N. Béthoux, E. Calais, F. Courboux, A. Deschamps, J. Déverchère, J.F. Stéphan, J.F. Ritz i E. Gilli (2001). Active deformation at the junction between southern French Alps and Ligurian Basin. *Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw*, **80 (3-4)**, 255-272.
- Levshin, A., L. Ratnikova i J. Berger (1992). Peculiarities of Surface-Wave Propagation across Central Eurasia, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **82(6)**, 2464-2493.
- Levshin, A.L., M.H. Ritzwoller i J.S. Resovsky (1999). Source effects on surface wave group travel times and group velocity maps, *Phys. Earth planet. Int.*, **115**, 293–312.
- Levshin, A.L. i M.H. Ritzwoller (2001). Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves, *Pure appl. Geophys.*, **158(8)**, 1531–1545.
- Levshin, A.L., J. Schweitzer, C. Weidle, N.M Shapiro i M.H. Ritzwoller (2007). Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03285.x.

-
- Li, H., W. Su, C.Y. Wang i Z. Huang (2009). Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet, *Earth and Planetary Science Letters*, **282**, 201–211.
- Lin, F.C., M.H. Ritzwoller i N.M. Shapiro (2006). Is ambient noise tomography across ocean basins possible?, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14304, doi: 10.1028/2006GL026610.
- Lin, F.-C., M.H. Ritzwoller, J. Townend, M. Savage i S. Bannister (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **170**(2), 649–666(18), 10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x
- Lin, F.C., M.P. Moschetti i M.H. Ritzwoller (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.* doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lindholm, C.D. i P.C. Marrow (1990). Ocean Bottom Seismometers in the North Sea: Experience and Preliminary Results with the Statfjord OBS, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **80**(4), 1014–1025.
- Lobkis, O.I. i R.L. Weaver (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, **110**(6), 3011–3017, doi: 10.1121/1.1417528.
- Lomax, A. i R. Snieder (1995). The contrast in the upper mantle shearwave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group velocity dispersion, *Geophys. J. Int.*, **123**, 169–182.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant i C. Thierry-Berge (2000). Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models, *Advances in Seismic Event Location, editat per C.H. Thurber i N. Rabinowitz*, 101–134.
- Longhet-Higgins, M.S. (1950). A theory for the generation of microseisms, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **243**, 1–35.
- Malcolm, A. E., J. A. Scales i B. A. van Tiggelen (2004). Extracting the Green function from diffuse, equipartitioned waves, *Phys.Rev. E*, **70**, 015601.
- Martín-Davila, J., A. Pazos, E. Bufo, A. Udías, M. Bezzeghoud, B. Caldeira, A. Rimi, M. Harnafi, W. Hanka i A. Nadji (2007a), The 12/02/2007 SW Cape San Vicente Earthquake: SFS (San Fernando SP) and WM (Western Mediterranean) networks preliminary report, *Orfeus Newsletter*, **7**(2), 31–35.
- Martín-Davila, J., A. Pazos, E. Bufo, A. Udías, M. Bezzeghoud, B. Caldeira, A. Rimi, M. Harnafi, W. Hanka i A. Nadji (2007b). Broad band “Western Mediterranean” ocean bottom “FOMAR” seismological networks, *CSEM/EMSC Newsletter*, **22**, 16–17.
- McNamara, D.E. i R.P. Buland (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **94**(4), 1517–1527,
- Millot, C. (1987). Circulation in the western Mediterranean Sea, *Oceanol. Acta*, **10**(2), 143–149.
- Monna, S., F. Frugoni, C. Montuori, L. Beranzoli i P. Favali (2005). High quality seismological recordings from the SN-1 deep seafloor observatory in the Mt. Etna region, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07303, doi:10.1029/2004GL021975.
- Montagner, J.P., B. Romanowicz i J.F. Karczewski (1994a). A first step toward an oceanic geophysical observatory, *EOS Trans. AGU*, **75**(13), p. 150, 151 i 153.

- Montagner, J-P., J-F. Karczewski, B. Romanowicz, S. Bouaricha, P. Lognonne, G. Roullet, E. Stutzmann, J-L. Thiriot, J. Brion, B. Dole, D. Fouassier, J-C. Koenig, J. Savary, L. Floury, J. Dupond, A. Echardour i H. Floc'h, (1994b). The French pilot experiment OFM-SISMOBS: first scientific results on noise level and event detection. *Phys. Earth Planet. Int.*, **84**, 321-336.
- NRC (National Research Council) (2000). Illuminating the Hidden Planet. *The Future of Seafloor Observatory Science (National Academy Press, Washington DC)*, p. 135.
- Nolet, G. (1977). The upper mantle under western Europe inferred from the dispersion of Rayleigh wave modes, *J. Geophys.*, **43**, 265-276.
- Olivera, C., T. Susagna, J. Fleta, S. Figueras, X. Goula i A. Roca (1996). Tectonic Implications of the M>4 Earthquakes Occurred in Catalonia-Eastern Pyrenees Area in the Period 1990-1996, *European Seismological Commission XXV General Assembly, Reykjavik (Iceland)*, 29-34.
- Olivera, C., E. Redondo, J. Lambert, A. Riera Melis i A. Roca (2006). Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, *Institut Cartogràfic de Catalunya*, 407 p.
- Olivera, C., J.A. Jara, S. Figueras, X. Goula, T. Susagna, N. Romeu, J. Fleta i A. Roca (2008). Real Time Catalan Seismic Network (IGC) in Spain, *Orfeus Observatory Coordination Workshop, Barcelona*, póster.
- Olivieri, M (2008). STS-2 Shielding: The MedNet Solution, *2008 ORFEUS Observatory Coordination Meeting*, presentació oral.
- Orcutt, J.A., A. Schultz, J. Bauldauf, G.D. Acton (2001). Leg 203: Drilling at the Equatorial Pacific Ion Multidisciplinary Observatory, *ODP Scientific Prospectus*, **103**.
- Osada, Y., M. Kido, H. Fujimoto i Y. Kaneda (2008). Development of a seafloor acoustic ranging system toward the seafloor cable network system, *Ocean Engineering*, **35**, 1401-1405.
- Panza, G.F., S. Mueller i G. Calcagnile (1980). The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves, *Pure appl. Geophys.*, **118**, 1209-1213.
- Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Tech. Rept.*, **93-322**, 1-95.
- Pillet, R. i J. Virieux (2007). The effects of seismic rotations on inertial sensors, *Geophys. J. Int.*, **171**(3), 1314-1323.
- Pillet R., Deschamps A., Legrand D., Virieux J., Béthoux N., Yates B., Charvis P. (2009). Interpretation of broadband OBS horizontal data seismic background noise, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **99**, 1333-1342.
- Pulliman, J., Y. Nakamura, C. Huerta-Lopez i B. Yates (2003). Field Test of an Inexpensive, Small Broadband Ocean-Bottom Seismograph, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **93**(1), 152-171.
- Rhie, J. i B. Romanowicz (2004). Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling, *Nature*, **431**, 552-556.

-
- Ritzwoller, M.H. i A.L. Levshin (1998). Eurasian surface wave tomography: Group velocities, *J. Geophys. Res.*, **103(B3)**, 4839-4878.
- Romanowicz, B., D. Neuhauser, B. Bogaert i D. Oppenheimer (1994). Accessing northern California earthquake data via Internet. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **75(23)**, 257, 259-260.
- Romanowicz, B., D. Stakes, J-P. Montagner, P. Tarits, R. Uhrhammer, M. Begnaud, E. Stutzmann, M. Pasyanos, J-F. Karczewski, i S. Etchemendy (1999). MOISE: A pilot experiment towards long-term sea-floor geophysical observatories, *Earth Planets Space*, **50**, 927-937.
- Romanowicz, B. D. Stakes, R. Uhrhammer, P. McGill, D. Neuhauser, T. Ramirez, D. Dolenc (2003). The MOBB experiment: a prototype permanent off-shore ocean bottom broadband station, *EOS Trans AGU*, **84**, 325-332.
- Romanowicz, B., P. McGill, D. Neuhauser i D. Dolenc (2009). Acquiring real time data from the broadband ocean bottom seismic Observatory at Monterey bay (MOBB), *Seism. Res. Lett.*, **80(2)**, doi: 10.1785/gssrl.80.2.197.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, i M. C. Fehler (2005). Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14311, doi:10.1029/2005GL023155.
- Sacks, I.S., K. Suyehiro, G.D. Acton i Shipboard Scientific Party (2000): Western Pacific Geophysical Observatories, Sites 1150 and 1151, *Proc. ODP, Init. Rep.*, **186** (CD-ROM).
- Salisbury, M.H., M. Shinohara, C. Richter i Shipboard Scientific Party (2002). Seafloor observatories and the Kuroshio current, *Proc. ODP, Init. Rep.*, **195**.
- Shapiro, N.M. i M.H. Ritzwoller (2002). Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **151**, 88-105.
- Shapiro, N.M. i M. Campillo (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N.M., M. Campillo, L. Stehly i M.H. Ritzwoller (2005). High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science*, **307**, 1615-1618.
- Shapiro, N.M., M.H. Ritzwoller i G.D. Bensen (2006). Source location of the 26 sec microseism from cross correlations of ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18310, doi: 10.1029/2006GL027010.
- Shinohara, M., E. Araki, T. Kanazawa, K. Suyehiro, M. Mochizuki, T. Yamada, K. Nakahigashi, Y. Kaiho i Y. Fukao (2006). Deep-sea borehole seismological observatories in the western Pacific: temporal variation of seismic noise level and event detection, *Annals of Geophysics*, **49(2/3)**, 625-641.
- Smith, M.L. i F.A. Dahlen (1973). The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium, *J. Geophys. Res.*, **78**, 3321-3333.
- Snieder, R. (1988). Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity, 2, application to surface waves in Europe and the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **93**, 12067-12080.

- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, **69**, 046610.
- Stakes, D., B. Romanowitz, J-P. Montagner, P. Tarits, J-F. Karczewski, S. Etchemendi, D. Neuhauser, P. McGill, J-C. Koenig, J. Savary, M. Beugnaud i M. Pasyanos (1998). The 1997 MOISE experiment at Monterrey Bay, *EOS Trans. AGU*.
- Stehly, L., M. Campillo, i N.M. Shapiro (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10306.
- Stephen, R.A., J.A. Collins i K.R. Peal (1999). Seafloor seismic stations perform well, *EOS*, **80**, 592.
- Stephen, R.A., F.N. Spiess, J.A. Collins, J.A. Hildebrand, J.A. Orcutt, K.R. Peal, F.L. Vernon i F.B. Wooding (2003). Ocean Seismic Network Pilot Experiment, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4(10)**, 1092, doi:10.1029/2002GC000485.
- Stephen, R.A., J., Kasahara, G.D. Acton, G.D., *et al.* (2003b) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **200**.
- Stephen, R.A., Duennebier, F.K., Harris, D., Jolly, J., Bolmer, S.T. i Bromirski, P.D. (2006). Data report: Broadband seismic observations at the Hawaii-2 observatory, ODP Leg 200. In Kasahara, J., Stephen, R.A., Acton, G.D., and Frey, F.A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **200**, 1–63.
- Stutzmann, E., G. Roult i L. Astiz (2000). GEOSCOPE Station Noise Levels, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **90(3)**, 690-701.
- Stutzmann, E., J-P. Montagner, A. Sebai, W.C. Crawford, J-L. Thirot, P. Tarits, D.Stakes, B. Romanowicz, J-F. Karczewski, J-C. Koeing, J. Savary, D. Neuhauser i S. Etchemendy (2001). MOISE: a prototype multiparameter ocean-bottom station, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **91(4)**, 885-892.
- Susagna, T. i X. Goula (1999). Atles sísmic de Catalunya. Volum 1: Catàleg de sismicitat, *Institut Cartogràfic de Catalunya*, 436 p.
- Suyehiro, M., J.P. Montagner, R.A. Stephen, E. Araki, T.Kanazawa, J. Orcutt, B. Romanowicz, S. Sacks i M. Shinohara (2006). Ocean Seismic Observatories, *Oceanography*, **19 (4)**, 144-149.
- Trampert, J. i J.H. Woodhouse, J.H. (1995). Global phase velocity maps of Love and Rayleigh waves between 40 and 150 s, *Geophys. J. Int.*, **122**, 675–690.
- Ugalde, A. (2003). The Ebre Observatory seismological station: past and present instrumentation and noise conditions, *Annals of Geophysics*, **46(4)**, 609-624.
- Uhrhammer, R., B. Romanowicz, D. Stakes, D. Neuhauser, P. McGill, T. Ramirez (2003). MOBB: A permanent ocean bottom broadband seismic observatory in Monterey Bay, California, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 05336, European Geophysical Society.
- Vergés, J. i M. Fernández (2006), Ranges and basins in the Iberian Peninsula: Their contribution to the present topography, *Geol. Soc. London Mem.*, **32**, 223–234.

-
- Villaseñor, A., Y. Yang, M.H. Ritzwoller i J. Gallart (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L11304, doi:10.1029/2007GL030164.
- Vassallo, M., A. Bobbio i G. Iannaccone (2008). A Comparison of Sea-Floor and On-Land Seismic Ambient Noise in the Campi Flegrei Caldera, Southern Italy, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **98**(6), 2962–2974.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the Elastodynamic Green's Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation, *Phys. Rev. Lett.*, **93**, doi: 10.1103/PhysRevLett.93.254301
- Weaver, R. L. i O. I. Lobkis (2001). Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlation at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, **87**(13).
- Weaver, R.L. i O.I. Lobkis (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function, *J. Acoust. Soc. Am.*, **116**(5), doi: 10.1121/1.1810232, 2731–2734.
- Webb, S.C. (1998). Broadband seismology and noise under the ocean, *Rev. Geophys. AGU*, **36**(1), 105-142.
- Webb, S.C. (2007). The Earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves, *Nature*, **445**, 754-756.
- Webb, S.C., X. Zhang i W.C. Crawford (1991). Infragravity waves in the deep ocean, *J. Geophys. Res.*, **96** (C2), 2723-2736.
- Webb, S.C. i W.C. Crawford (1999). Long-period seafloor seismology and deformation under ocean waves, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **89**(6), 1535-1542.
- Yang, Y., M.H. Ritzwoller, A.L. Levshin i N.M. Shapiro (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, **168**, 259–274.
- Yang, Y. i M.H. Ritzwoller (2008). Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q02008, doi:10.1029/2007GC001814.
- Yao, H., R.D. van der Hilst i M.V. de Hoop, (2006). Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I.—Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, **166**, 732–744, doi:10.1111/j.1365–246X.2006.03028.x.
- Young, C. J., E. P. Chael, M. M. Withers i R. C. Aster (1996). A comparison of high frequency (≥ 1 Hz) surface and subsurface noise environment at three sites in the United States, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **86**, 1516-1528.
- Zeldenrust, I. i R. A. Stephen (2000). Shear Resonances in Sediments on the Deep Sea Floor. *AGU*, poster.

Annex A

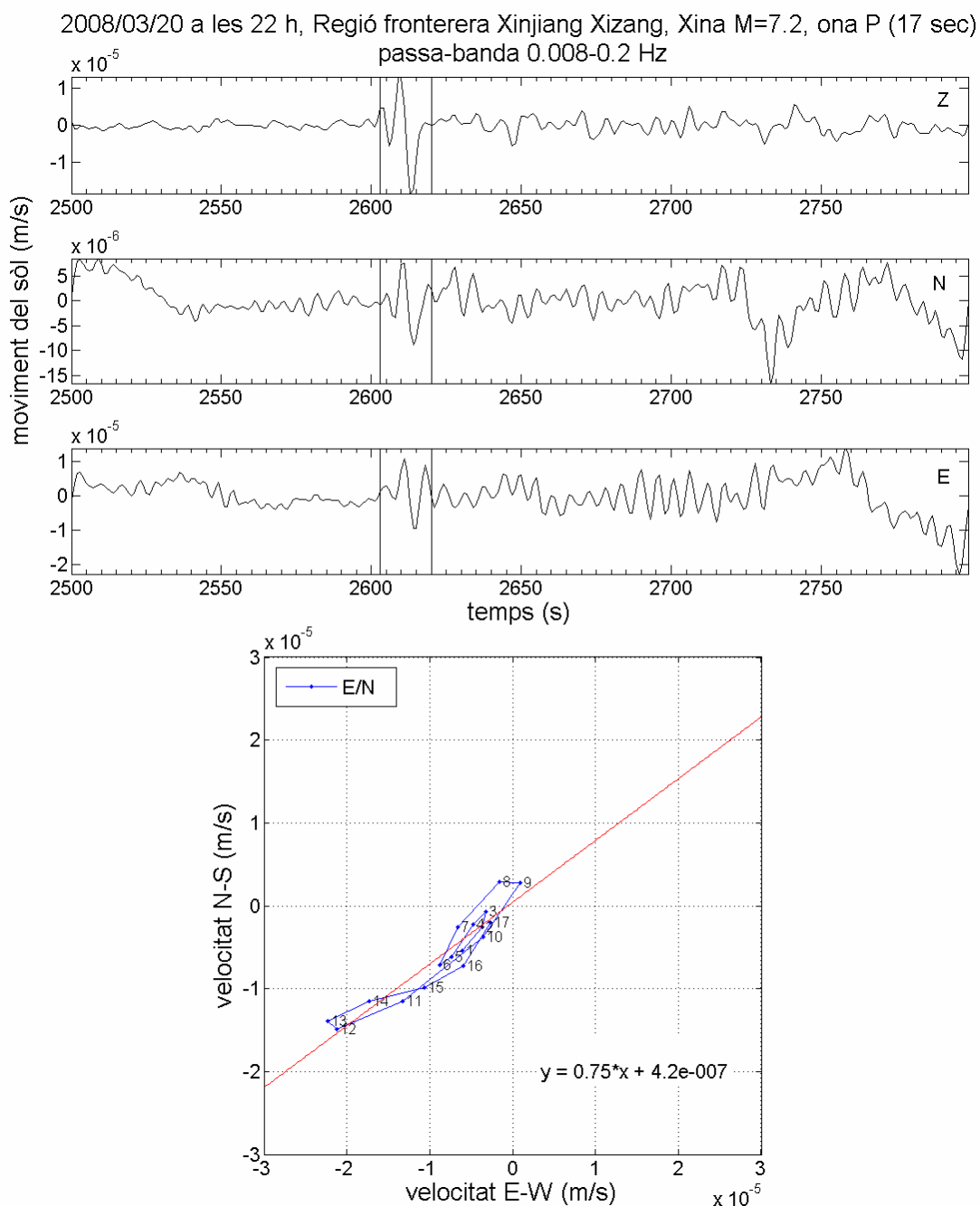


Figura A 1: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 20 de març de 2008 amb epicentre a la zona fronterera entre Xinjian i Xizang (Xina), M=7.2 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 17 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell).

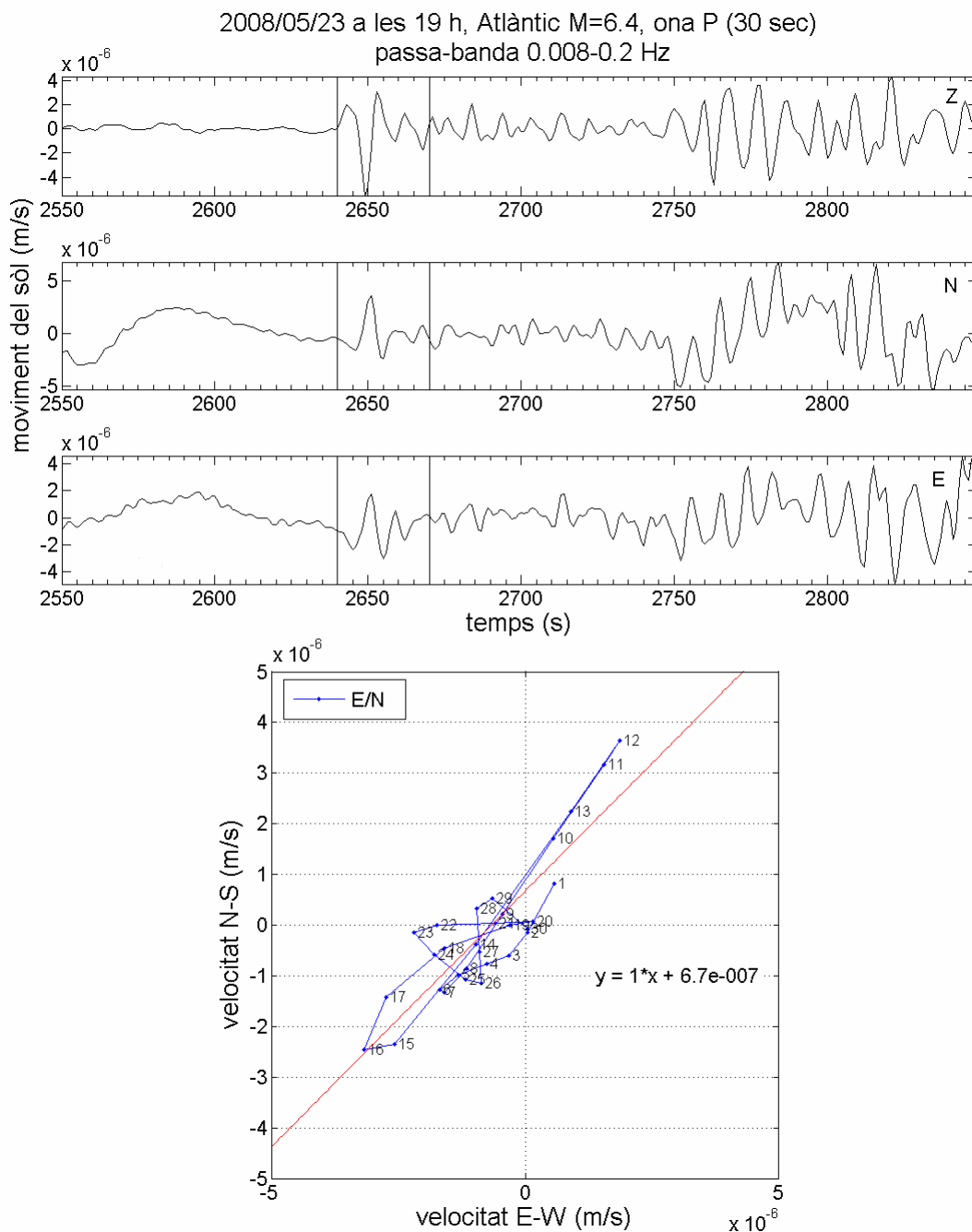


Figura A 2: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 23 de maig de 2008 amb epicentre a la zona central de la dorsal Atlàntica, M=6.4 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 30 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punt (vermell).

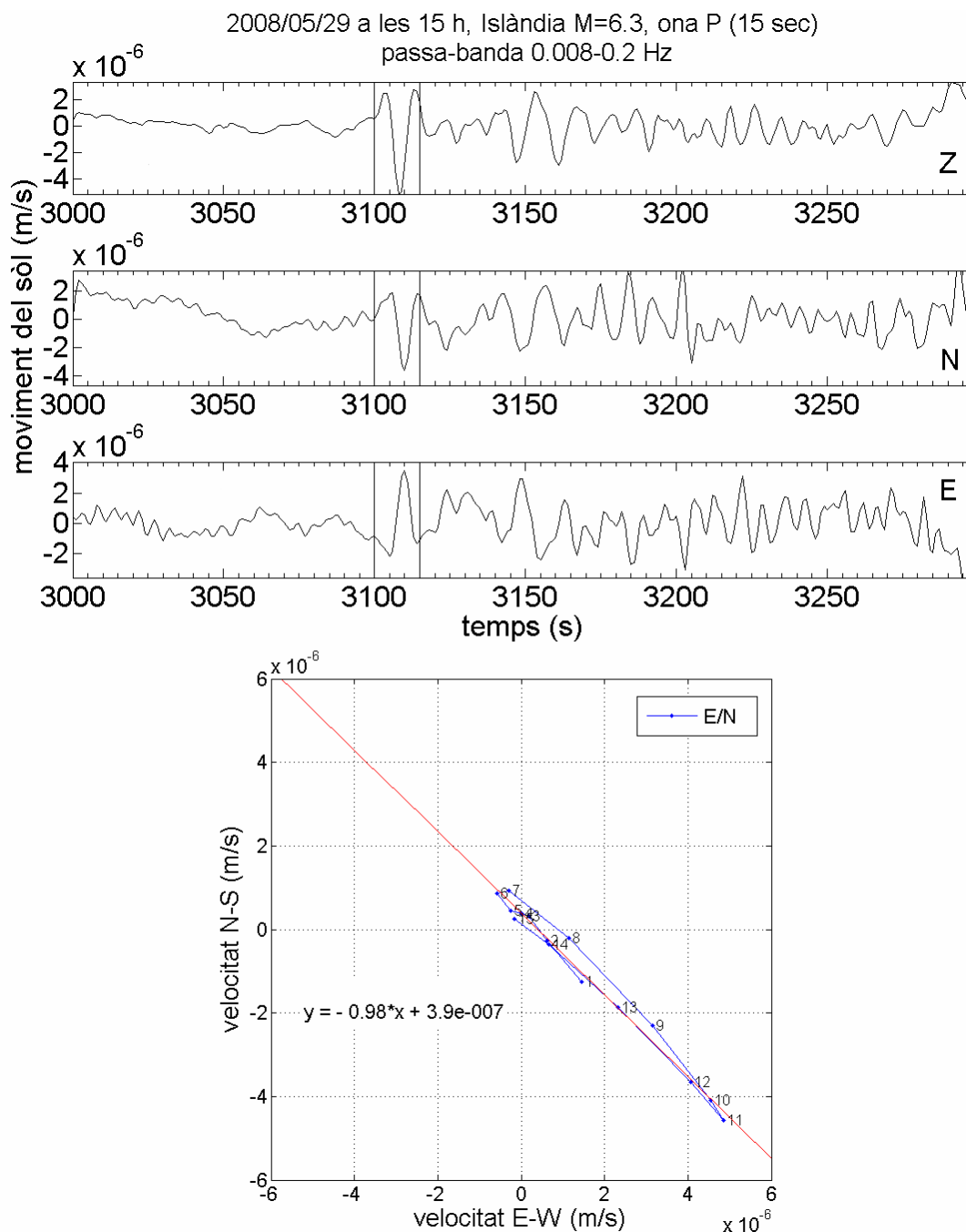


Figura A 3: 5 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 29 de maig de 2008 amb epicentre a Islàndia, M=6.3 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 30 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell).

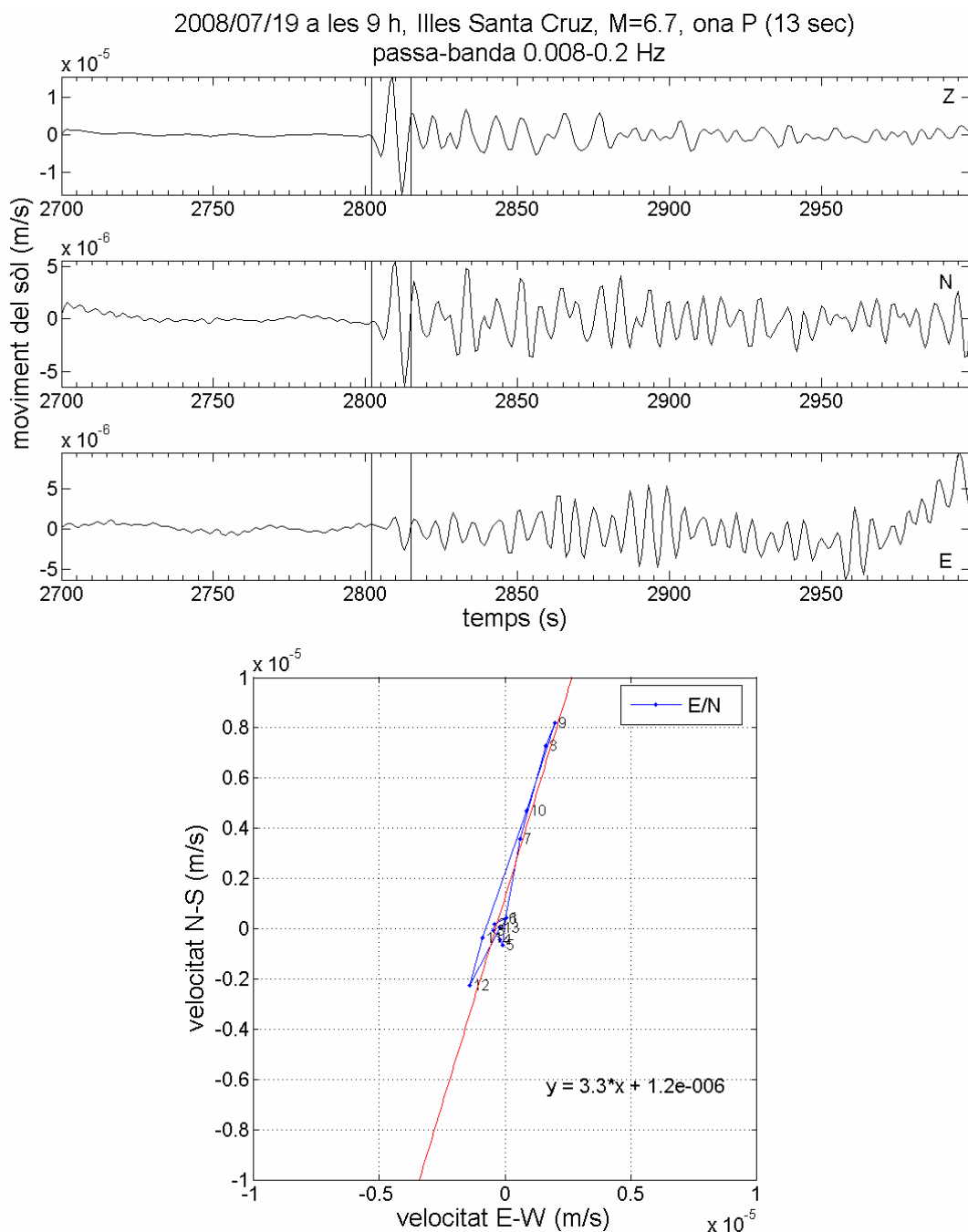


Figura A 4: 10 minuts de senyal a 1 mostra per segon enregistrat per l'OBS, filtrat passa-banda entre 0.008 i 0.2 Hz, del sisme de dia 19 de juliol de 2008 amb epicentre a les Illes Santa Cruz, M=6.7 (a dalt). Les línies verticals negres indiquen el segment de 13 segons al voltant de la primera arribada de l'ona P utilitzat per representar el moviment de la partícula amb el senyal dels dos components horitzontals (a baix en blau) i la línia que millor ajusta aquest punts (vermell).

Annex B

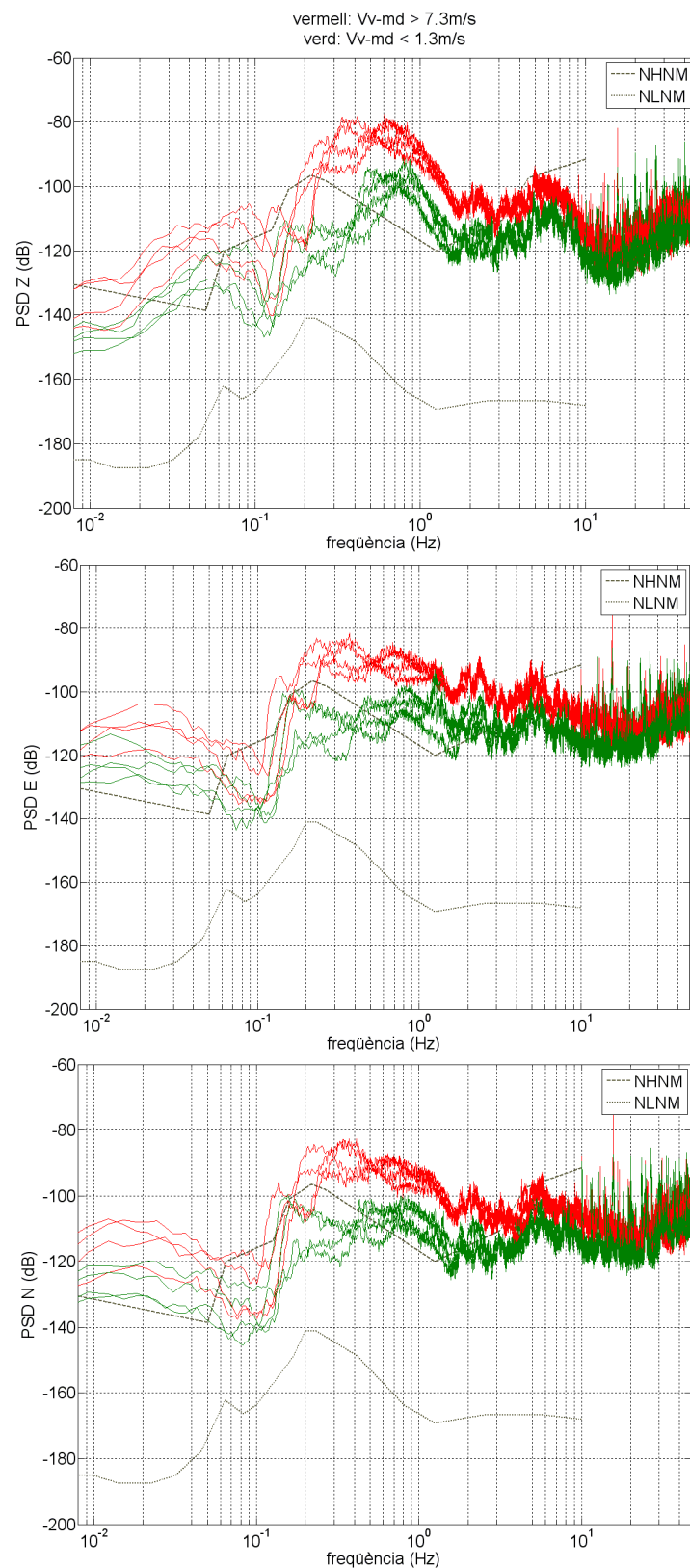


Figura B 1: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de la velocitat del vent ($V_v\text{-md}$), en dies de 2008 amb $V_v\text{-md} > 7.3\text{ m/s}$ (vermell) i $V_v\text{-md} < 1.3\text{ m/s}$ (verd), junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

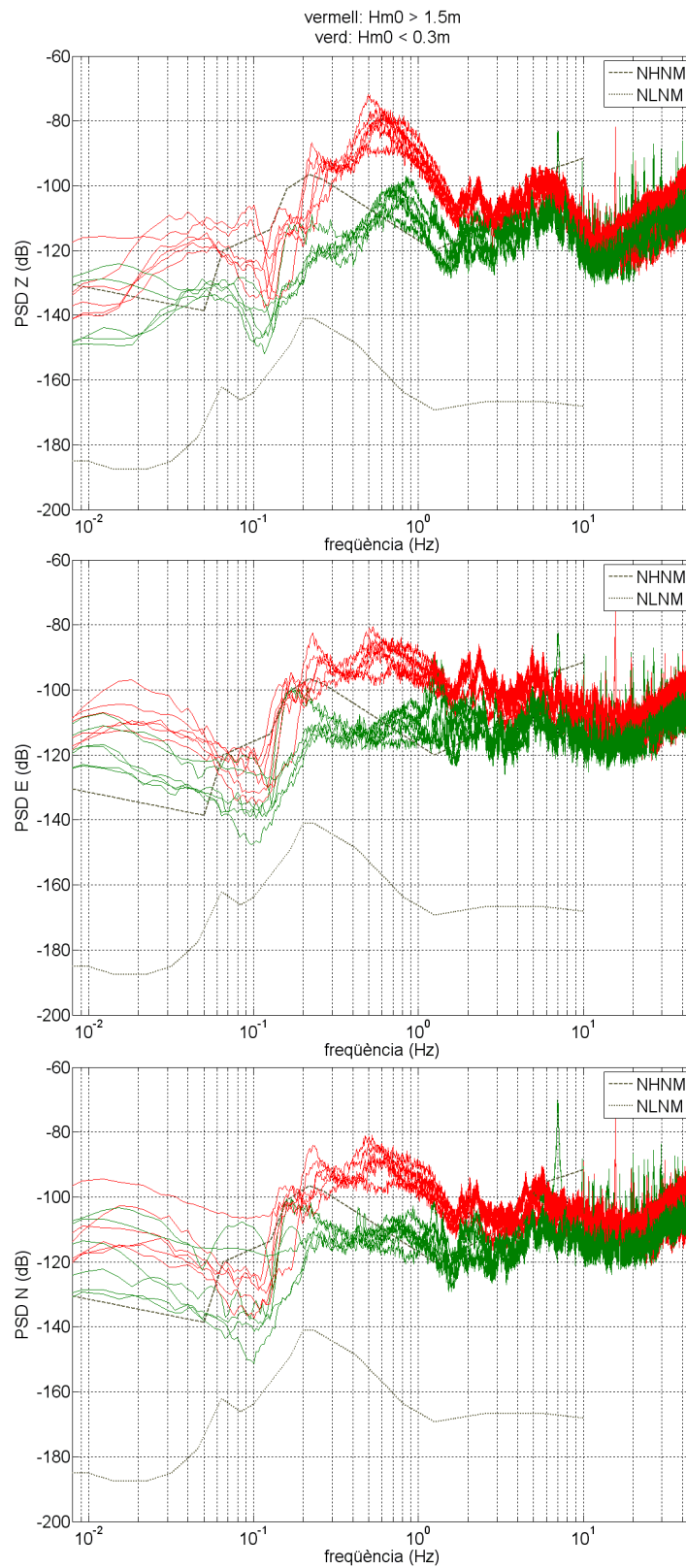


Figura B 2: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de l'alçada significant espectral de les onades (H_m0), en dies de 2008 amb $H_m0 > 1.5\text{m}$ (vermell) i $H_m0 < 0.3\text{ m}$ (verd) junt amb les corbes NHHM i NLNM de Peterson (1993).

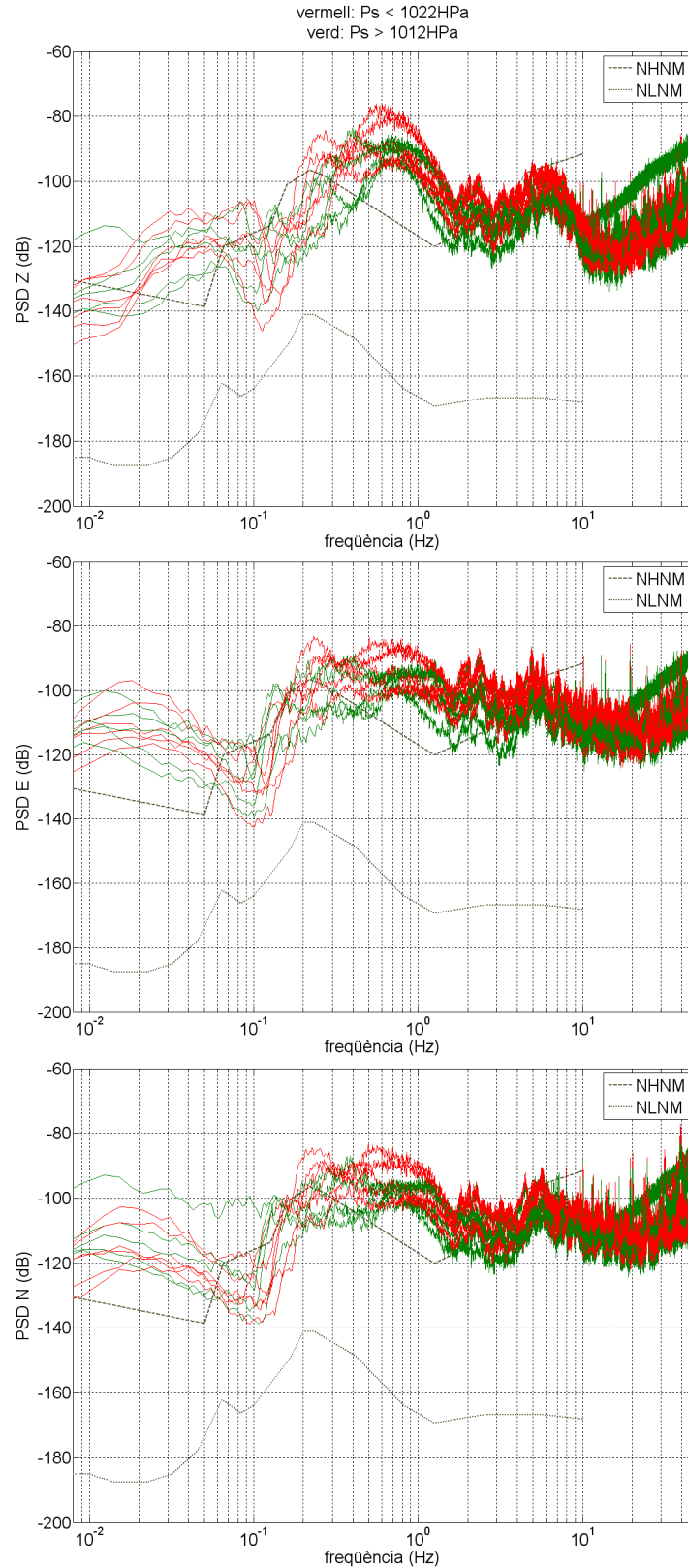


Figura B 3: PSD dels tres components de l'OBS Casablanca en funció de la pressió atmosfèrica (P_s), en dies de 2008 amb $P_s < 1022 \text{ HPa}$ (vermell) i $P_s > 1012 \text{ HPa}$ (verd) junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

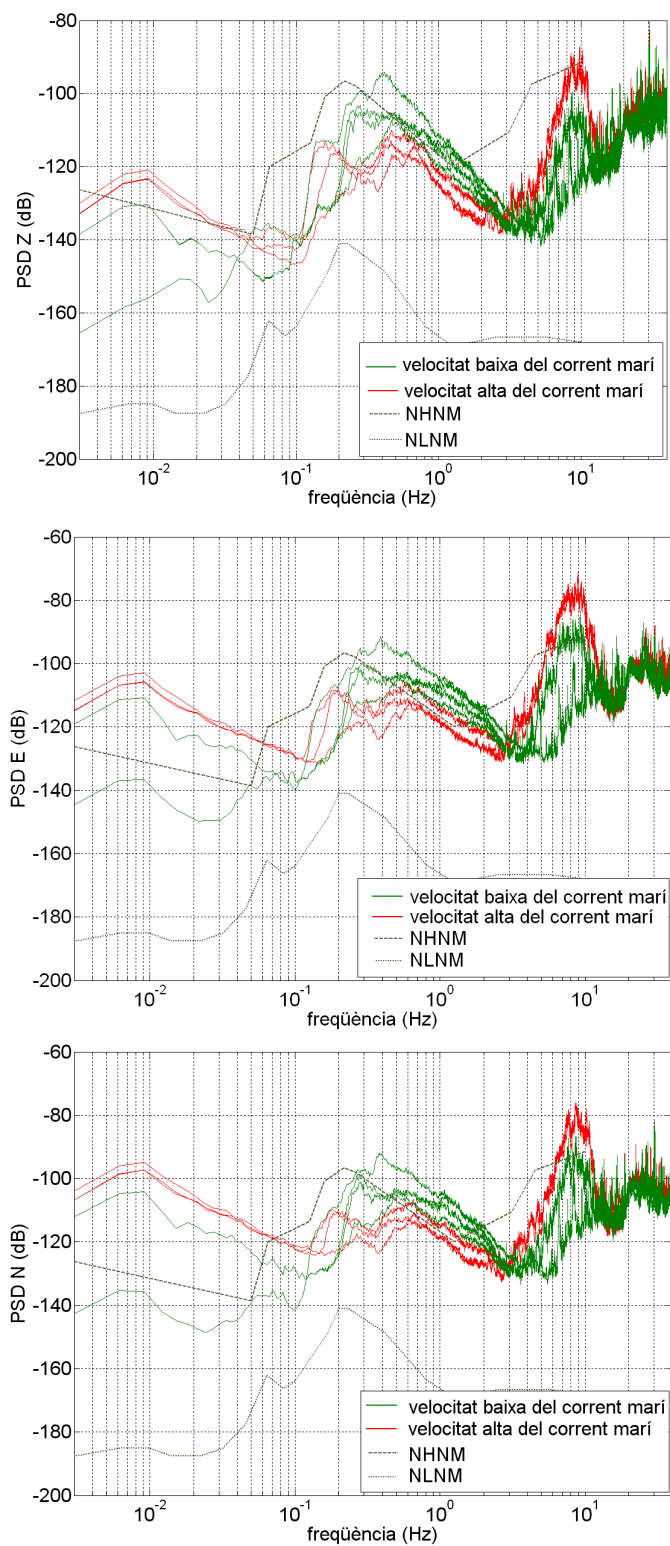


Figura B 4: : PSD dels tres components de l'OBS Antares de dies de 2006 amb velocitat del corrent alta (vermell) i baixa (verd) junt amb les corbes NHNM i NLNM de Peterson (1993).

Annex C

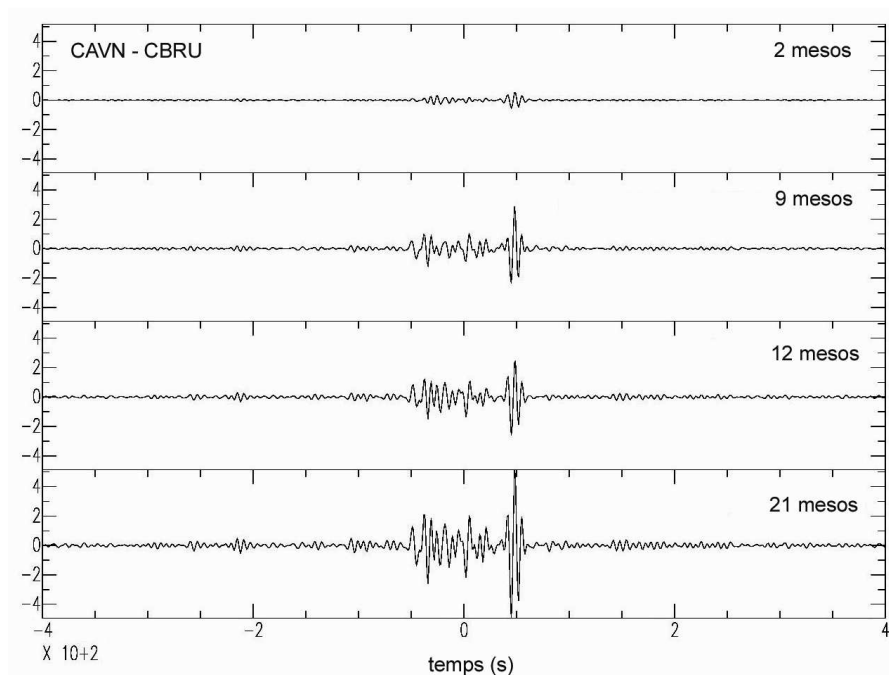


Figura C 1: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CBRU, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

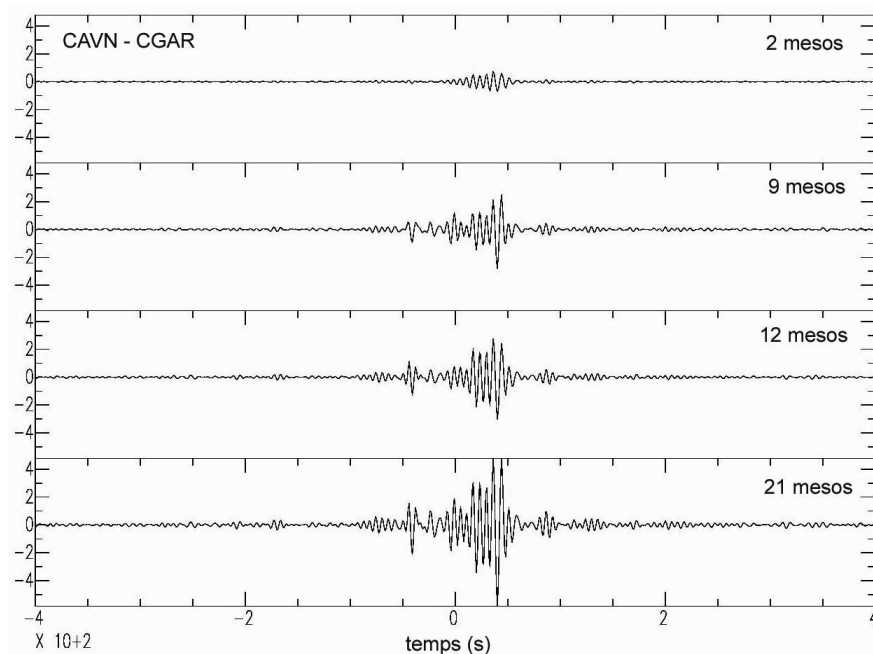


Figura C 2: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CGAR, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

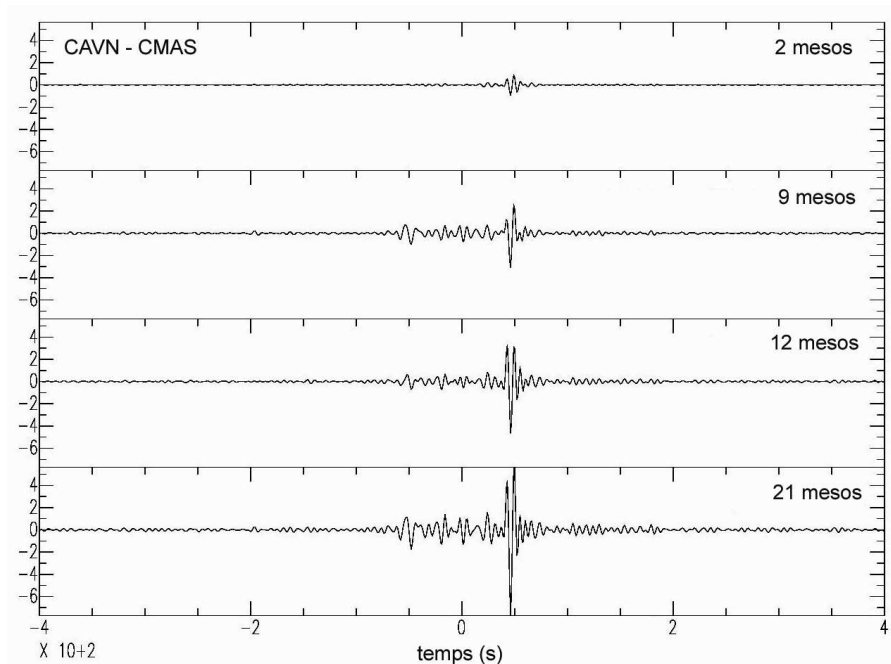


Figura C 3: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CMAS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

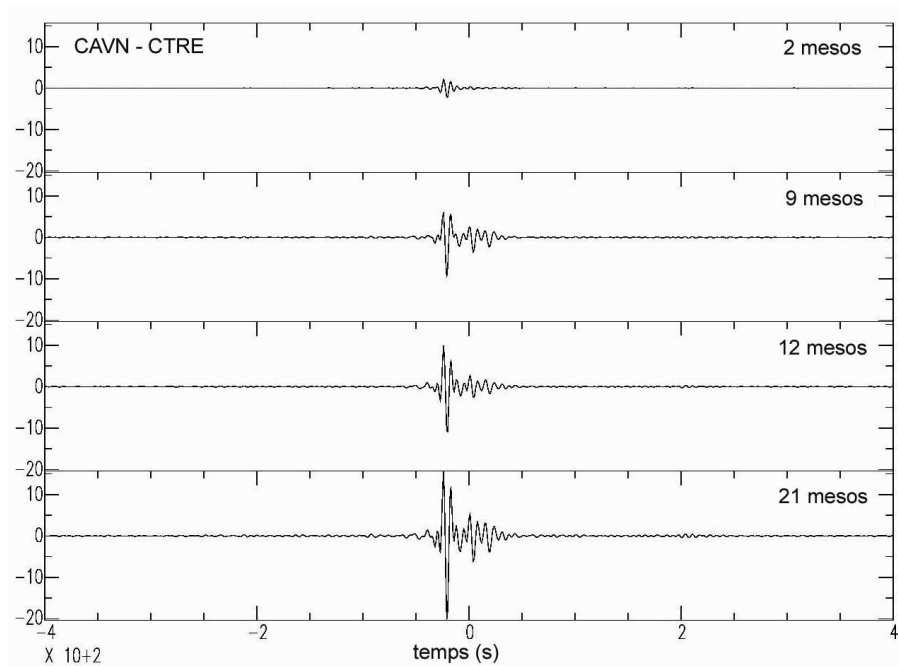


Figura C 4: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i CTRE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

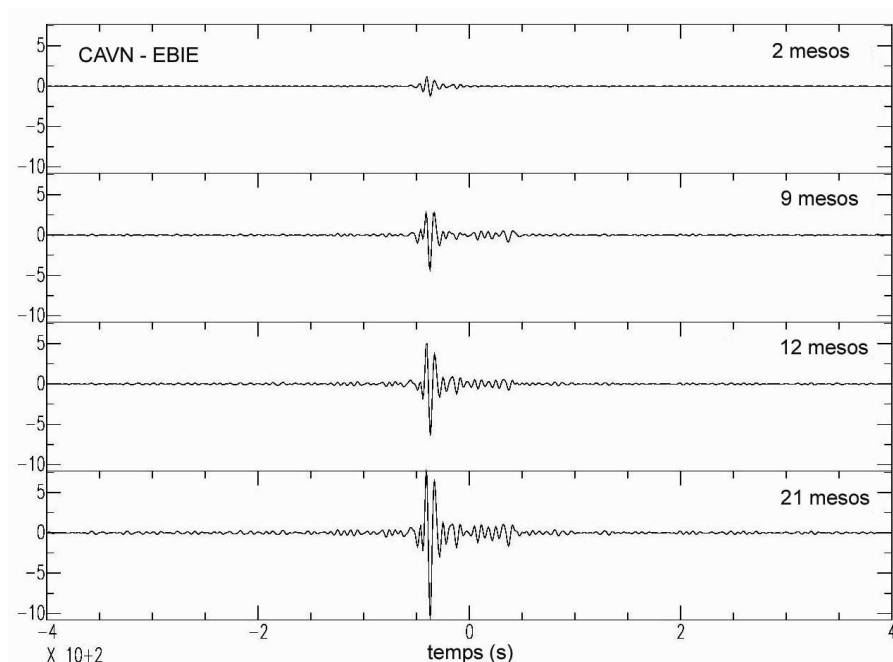


Figura C 5: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i EBIE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

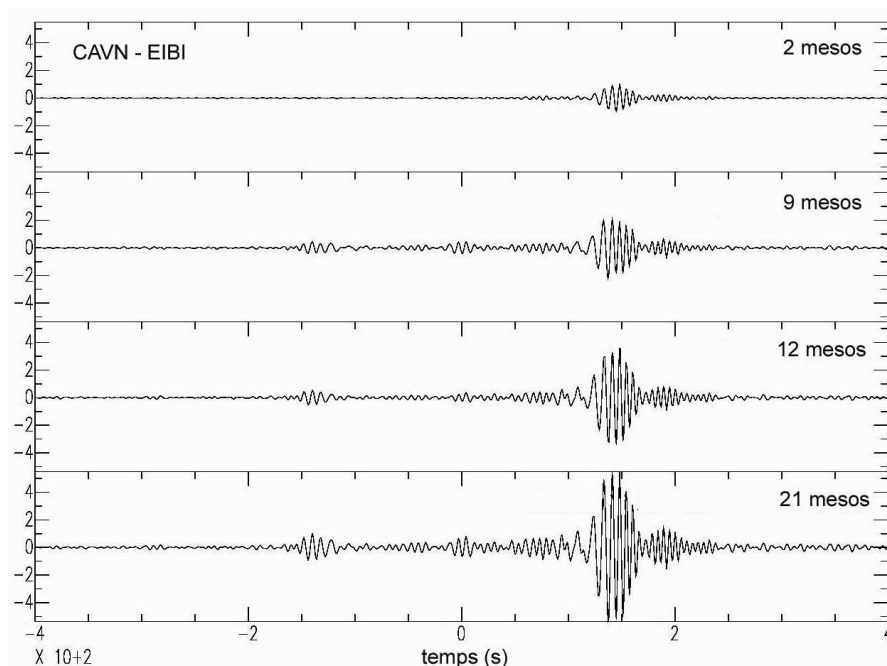


Figura C 6: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CAVN i EIBI, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9, 12 i 21 mesos, respectivament.

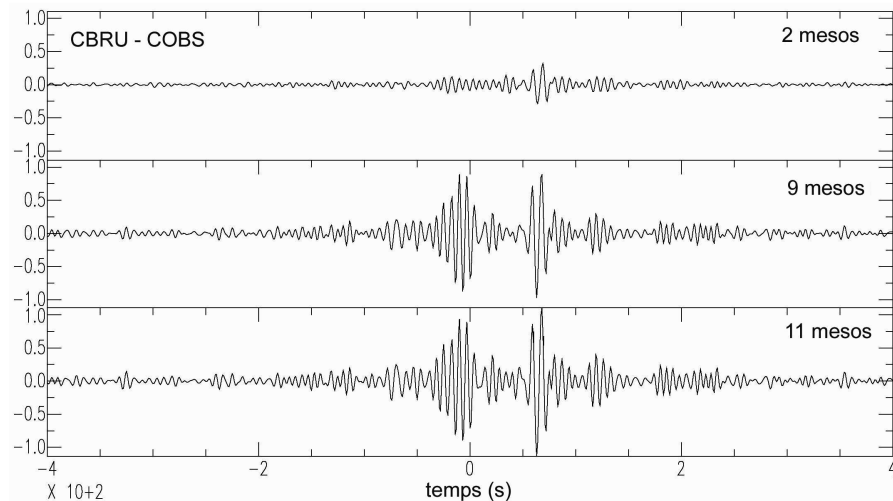


Figura C 7: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CBRU i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

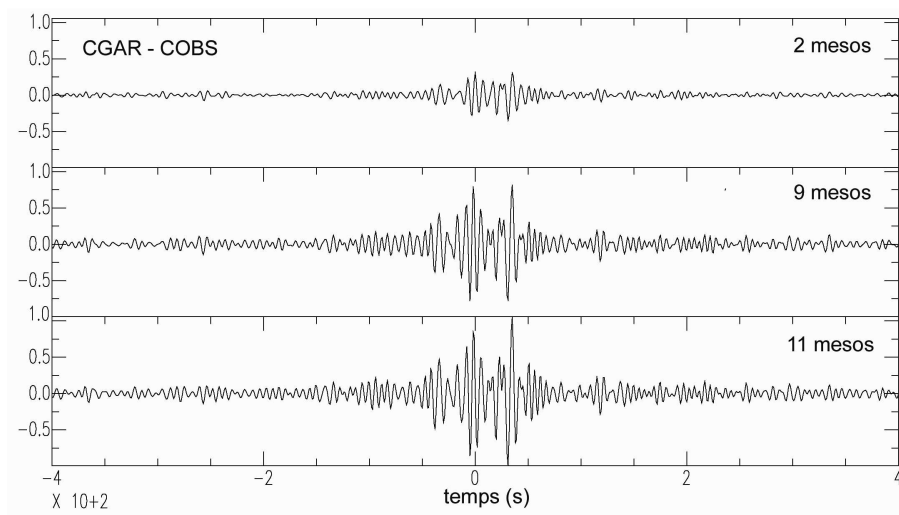


Figura C 8: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CGAR i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

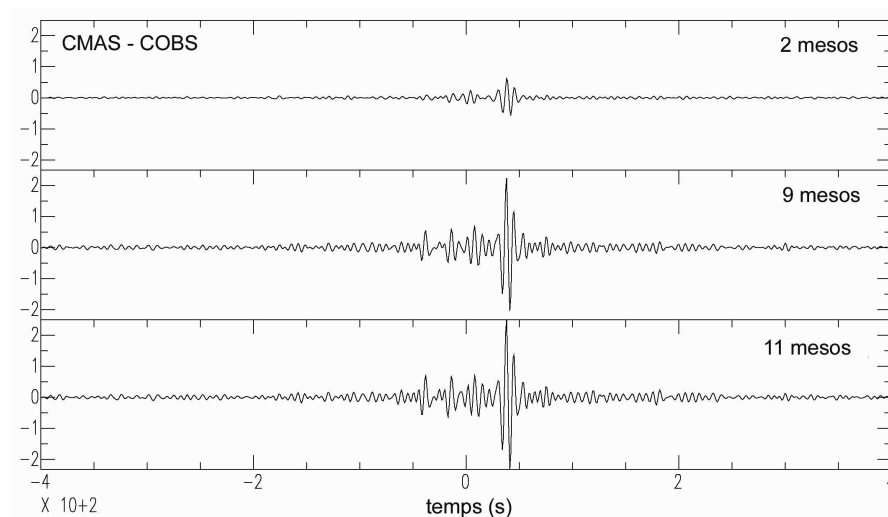


Figura C 9: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions CMAS i COBS, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

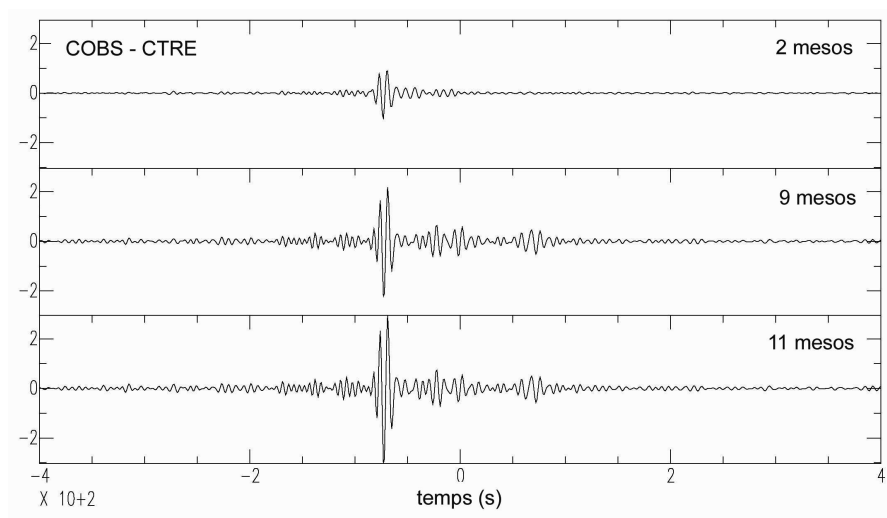


Figura C 10: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i CTRE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

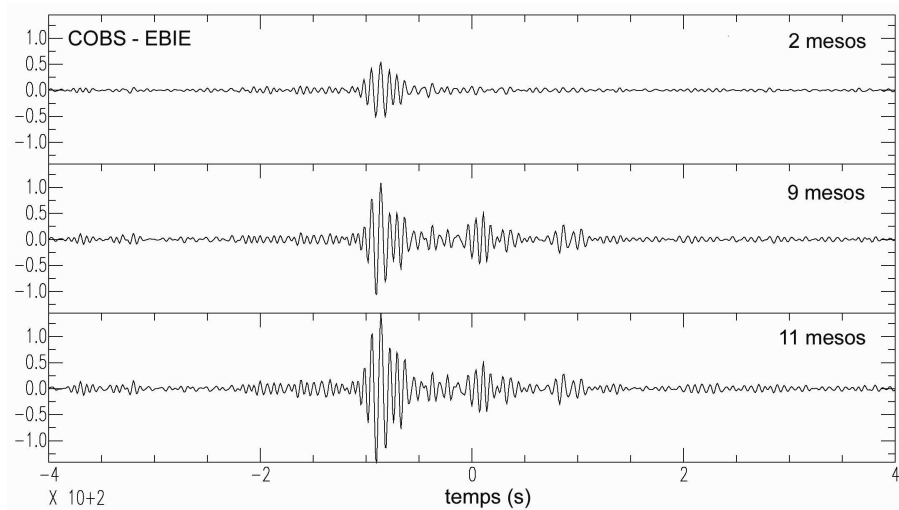


Figura C 11: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i EBIE, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

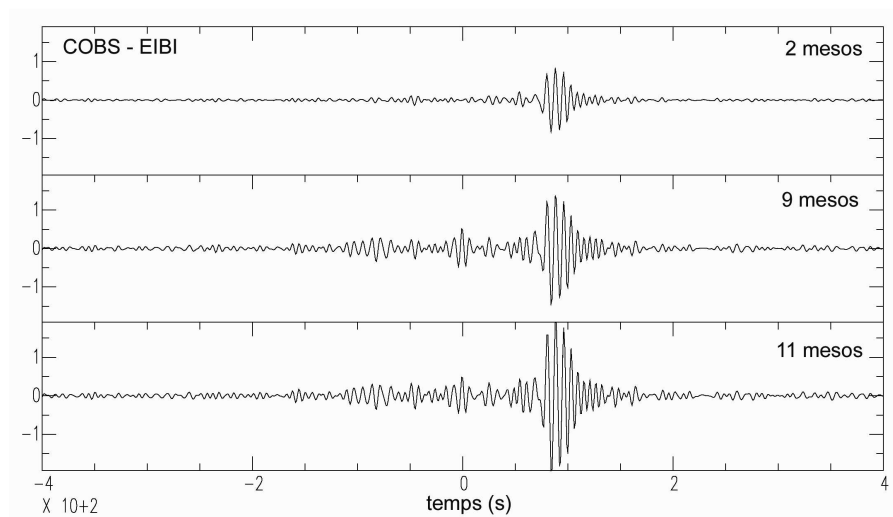


Figura C 12: Correlació creuada dels senyal de soroll de les estacions COBS i EIBI, decimats a 1 mostra per segon, filtrats passa-banda entre 5 i 150 s, i normalitzats tant en el domini temporal com freqüencial (*whitening*). Es mostra el resultat d'acumular 2, 9 i 11 mesos, respectivament.

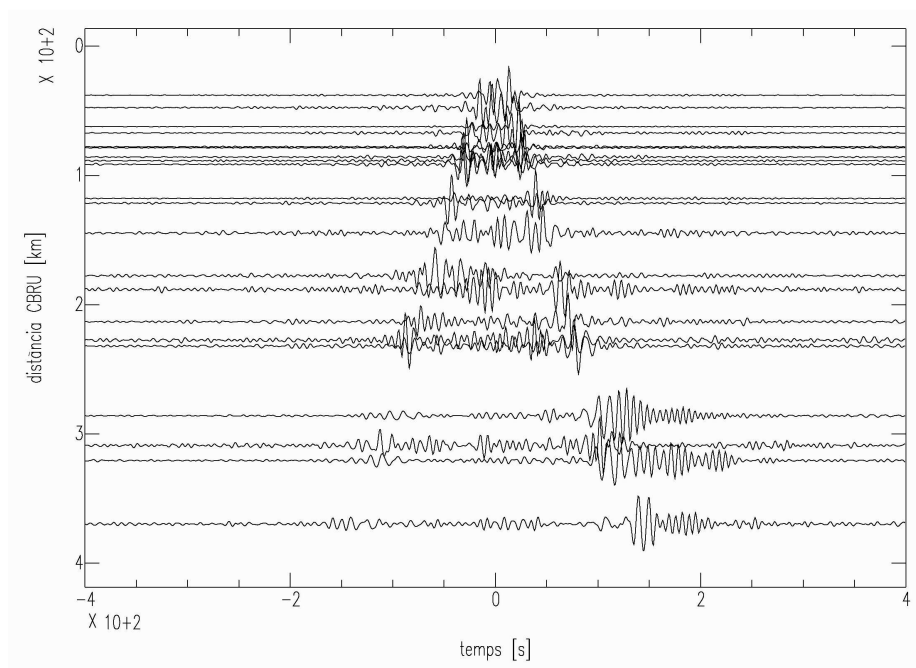


Figura C 13: *Record section* de l'estació CBRU i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

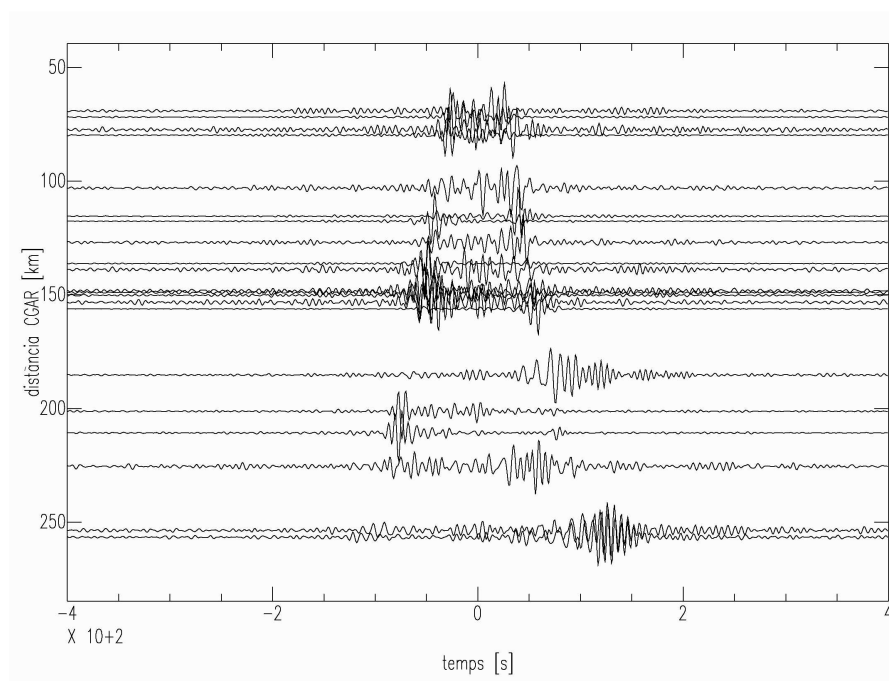


Figura C 14: *Record section* de l'estació CGAR i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

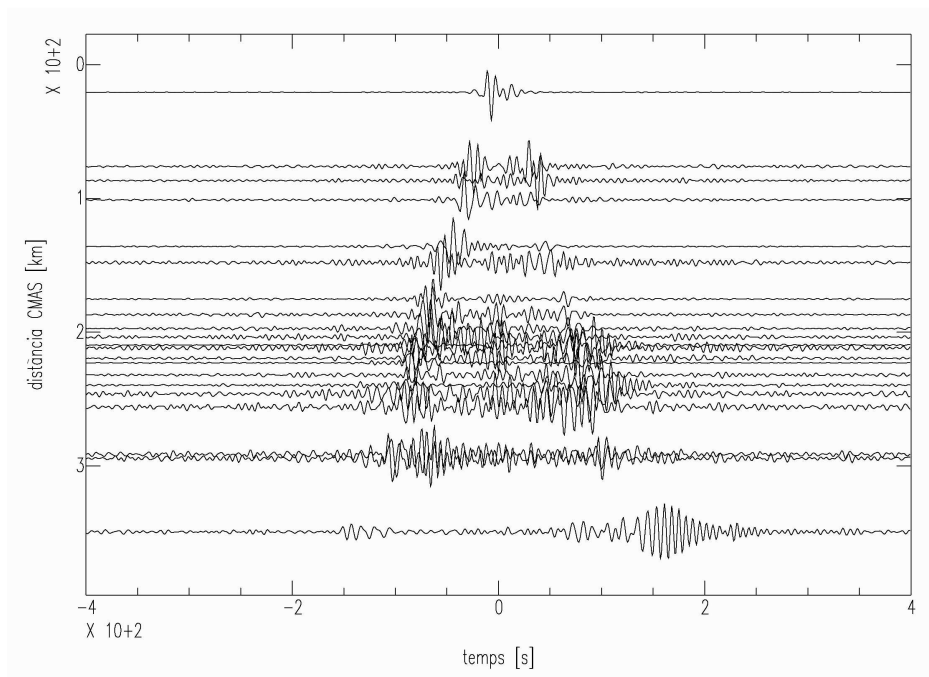


Figura C 15: *Record section* de l'estació CMAS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

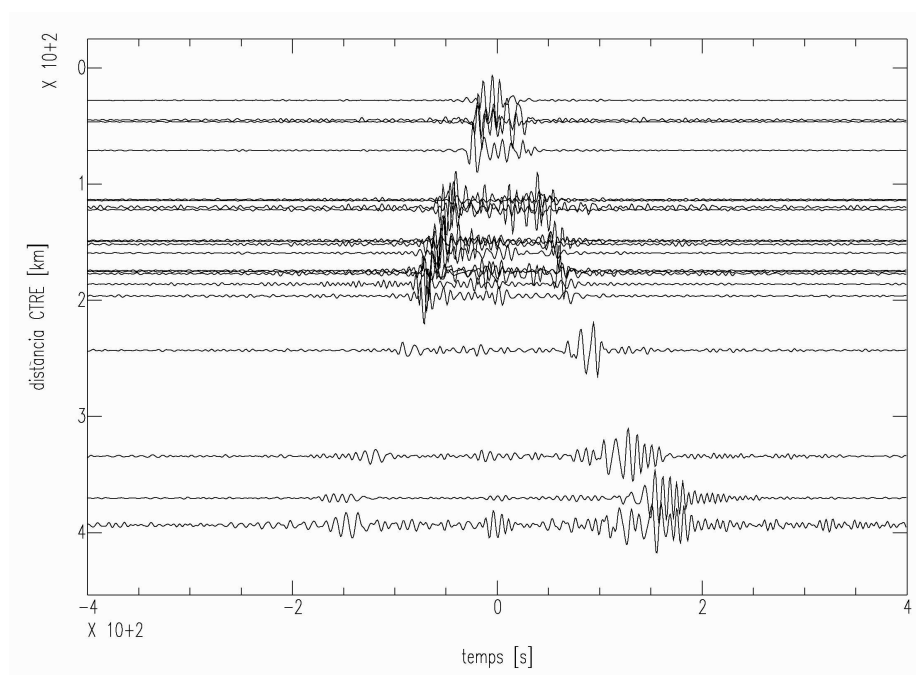


Figura C 16: *Record section* de l'estació CTRE i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

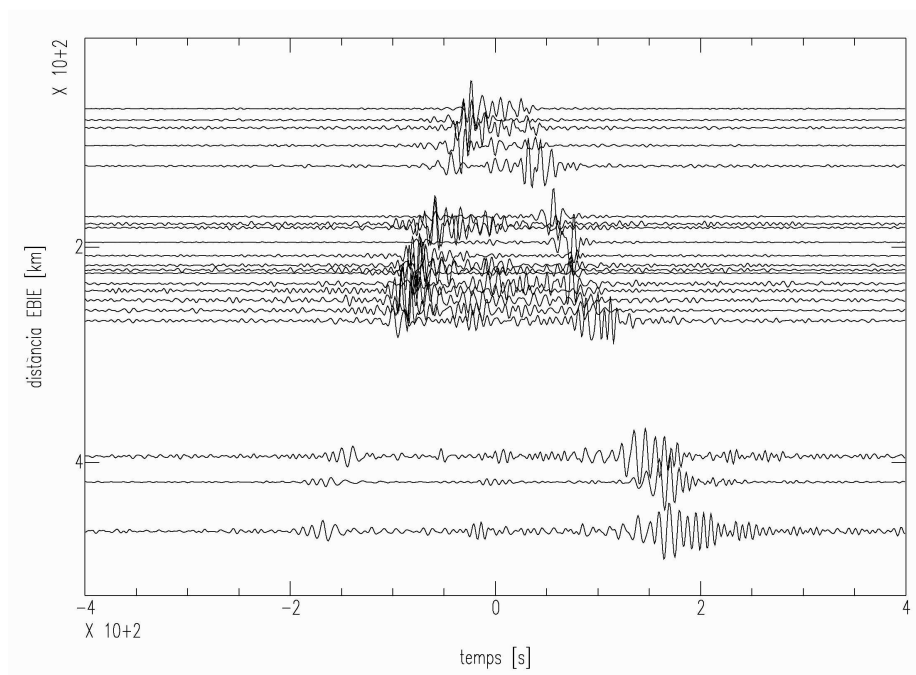


Figura C 17: *Record section* de l'estació EBIE i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

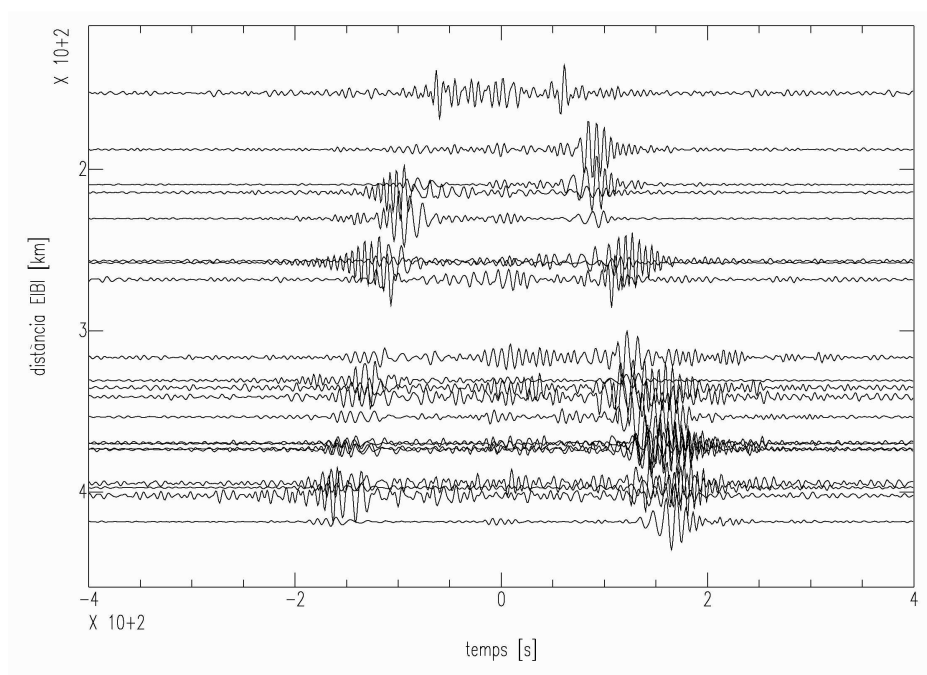


Figura C 18: *Record section* de l'estació EIBI i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

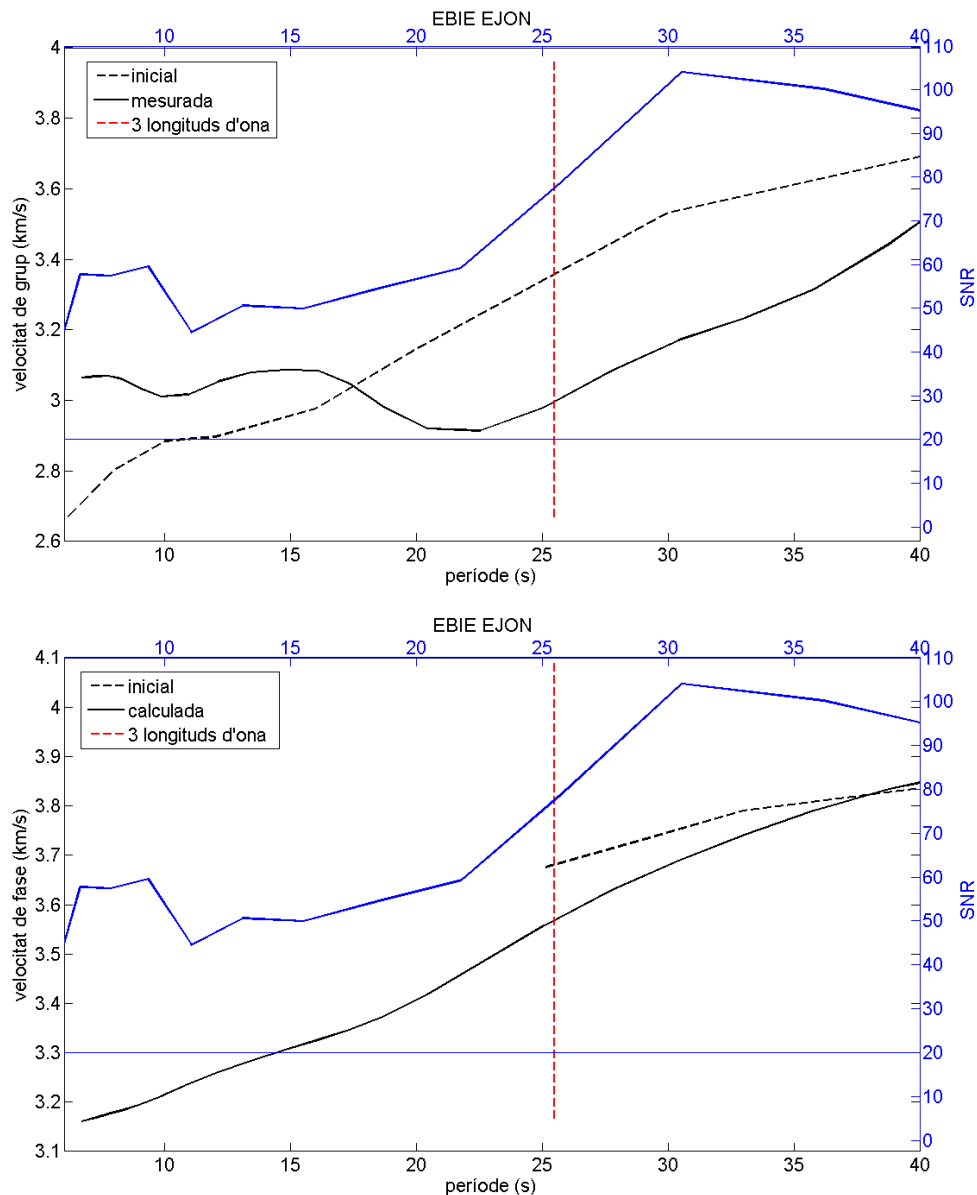


Figura C 19: A dalt: Per al parell d'estacions EBIE-EJON, mesura de dispersió de la velocitat de grup (línia negra contínua) i velocitat de grup inicial utilitzada per realitzar la mesura (línia negra discontinua) (Shapiro i Ritzwoller, 2002). A baix: Càlcul de la velocitat de fase a partir de la mesura de la velocitat de grup (línia verda contínua) i velocitat de fase inicial utilitzada per realitzar el càlcul (línia verda discontinua). La línia vermella discontinua marca el límit de període per sobre del qual no es tenen en compte els valors de les velocitats, ja que les estacions es troben a una distància menor a l'equivalent a 3 longituds d'ona. L'eix blau es refereix a la relació senyal-soroll. La corba blava representa la SNR i la línia prima horitzontal assenjala el valor de SNR = 20.

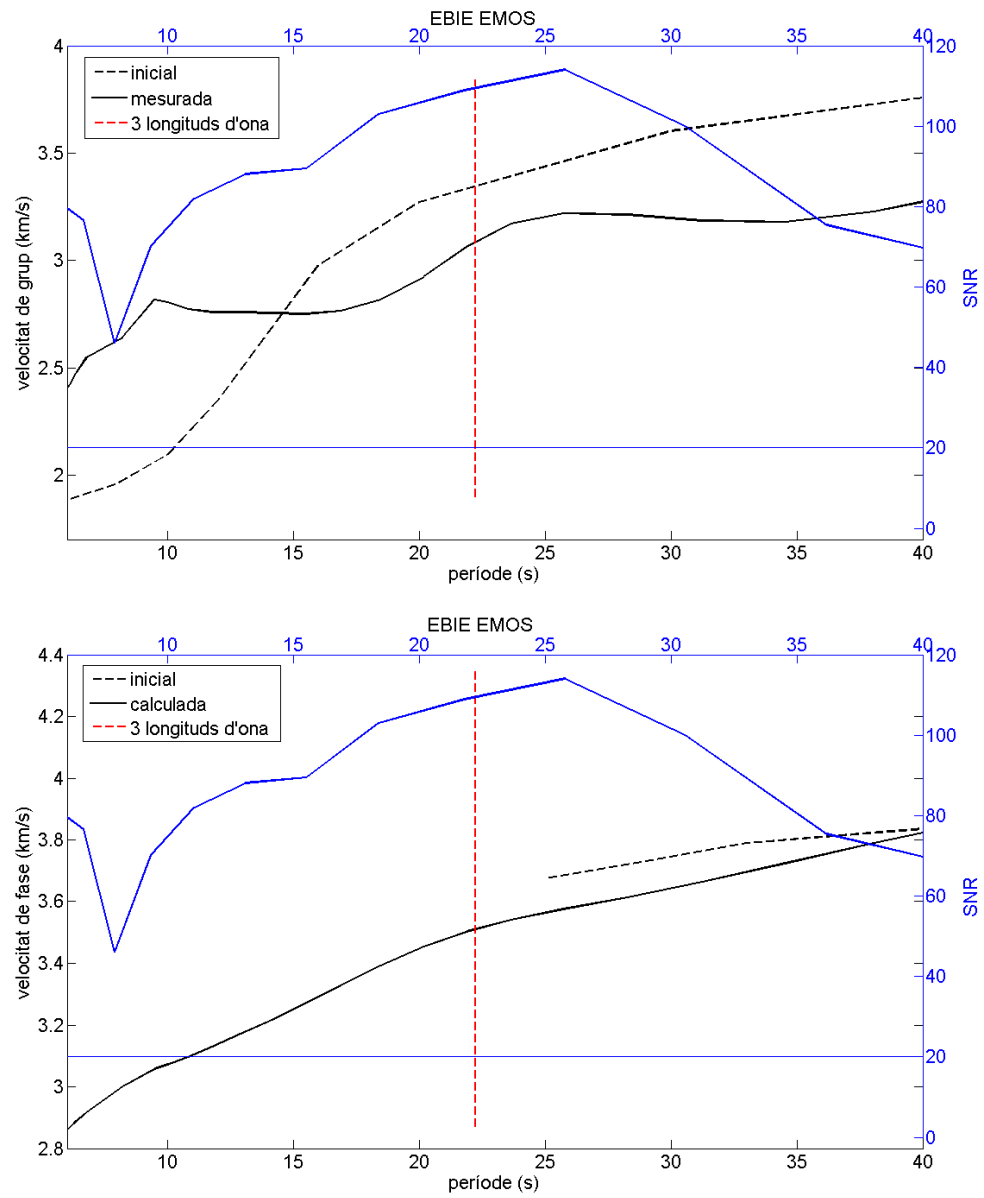


Figura C 20: *Idem* Figura C 19, per al path EBIE-EMOS.

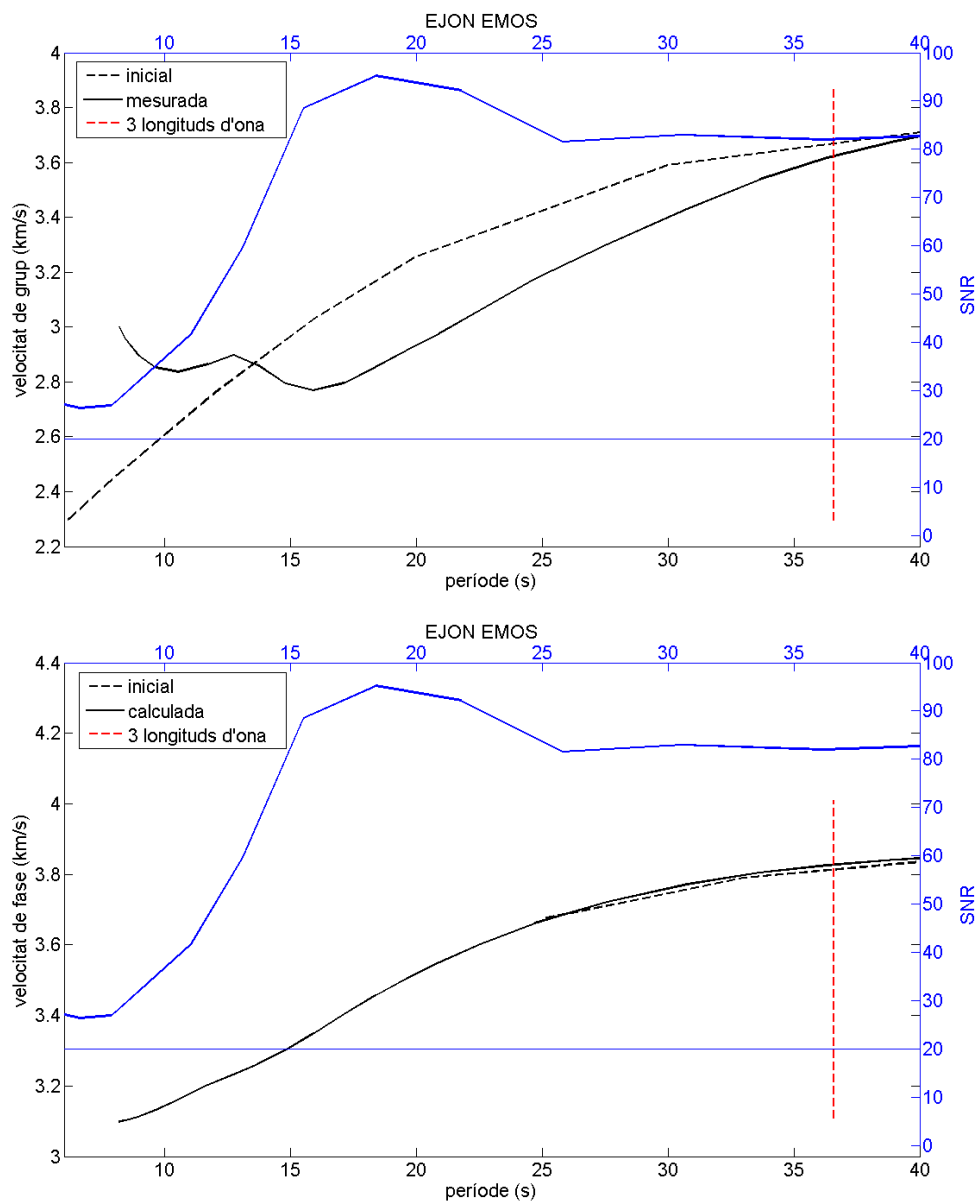


Figura C 21: *Idem* Figura C 19, per al *path* EJON-EMOS.

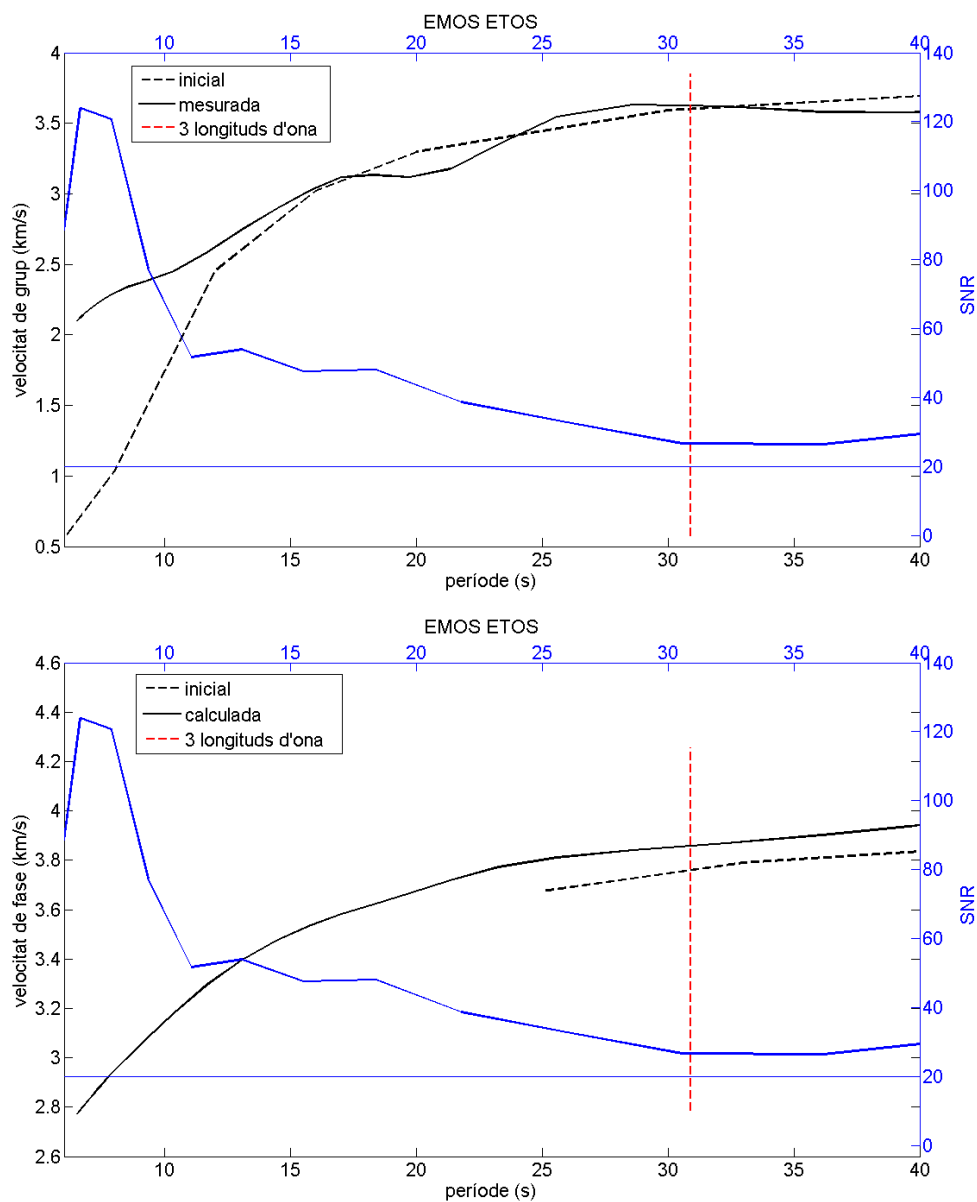


Figura C 22: *Idem* Figura C 19, per al *path* EMOS-ETOS.

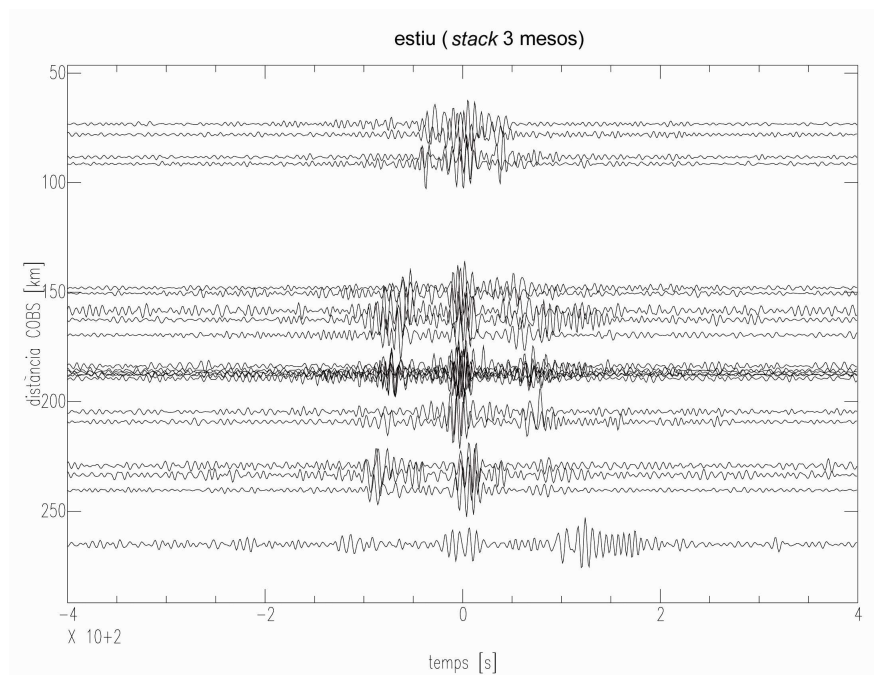


Figura C 23: *Record section* de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

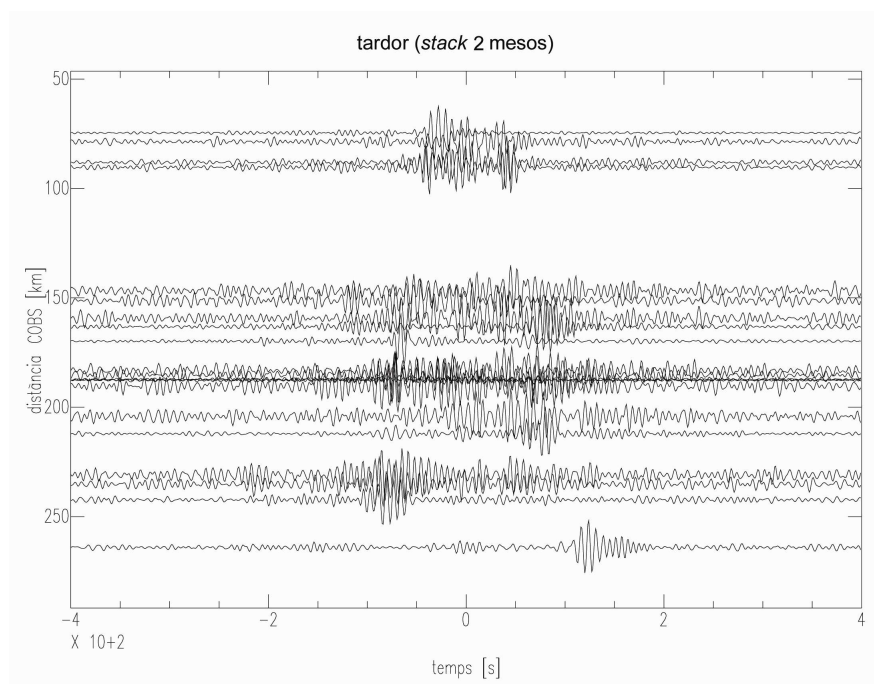


Figura C 24: *Record section* de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

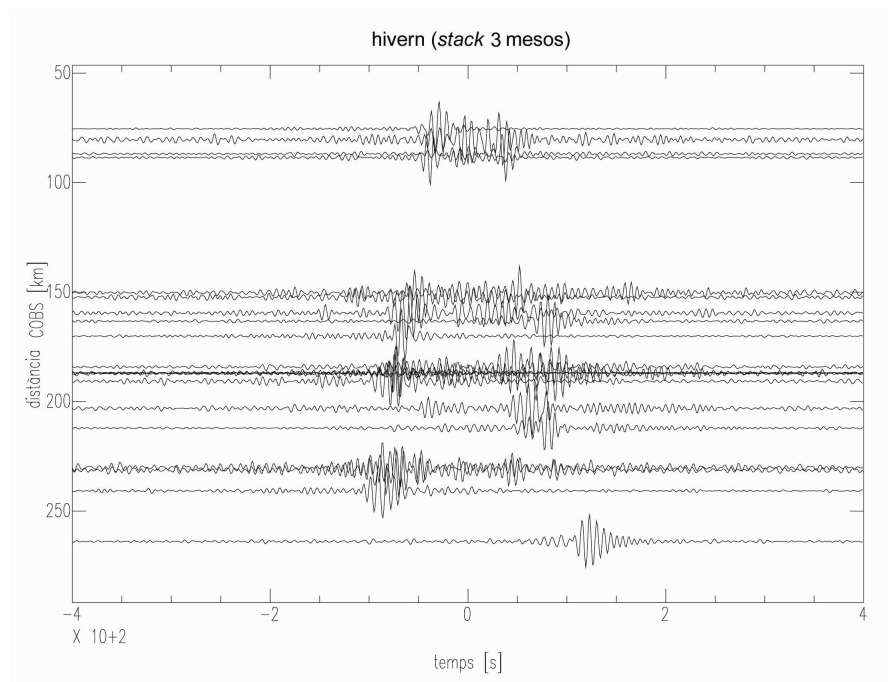


Figura C 25: *Record section* de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

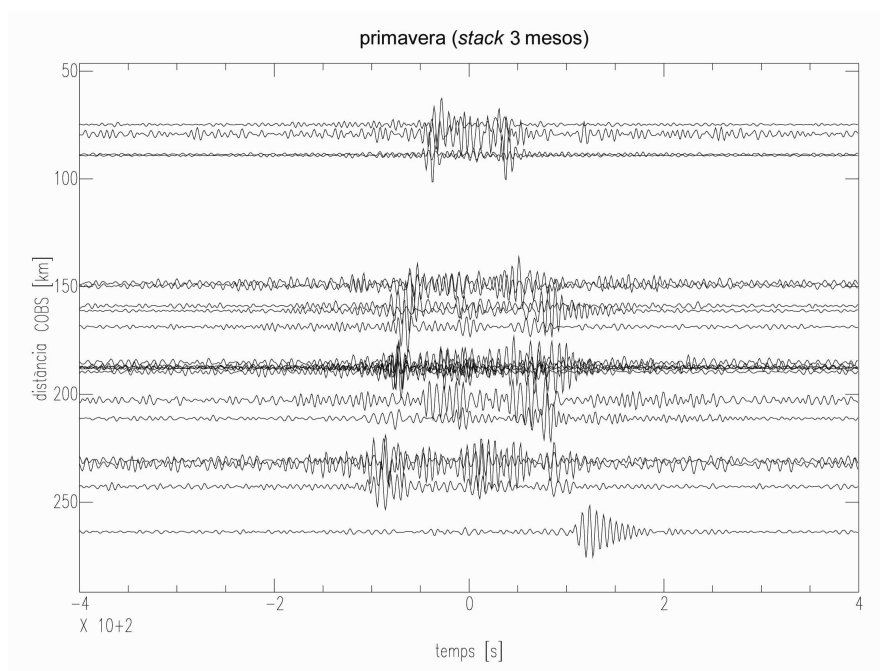


Figura C 26: *Record section* de l'estació COBS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

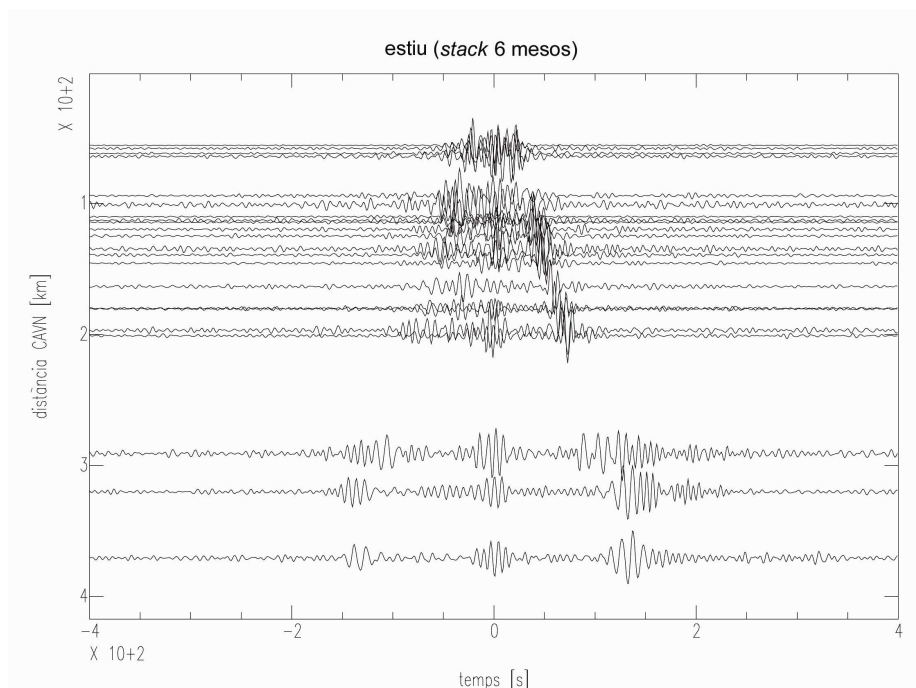


Figura C 27: *Record section* de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

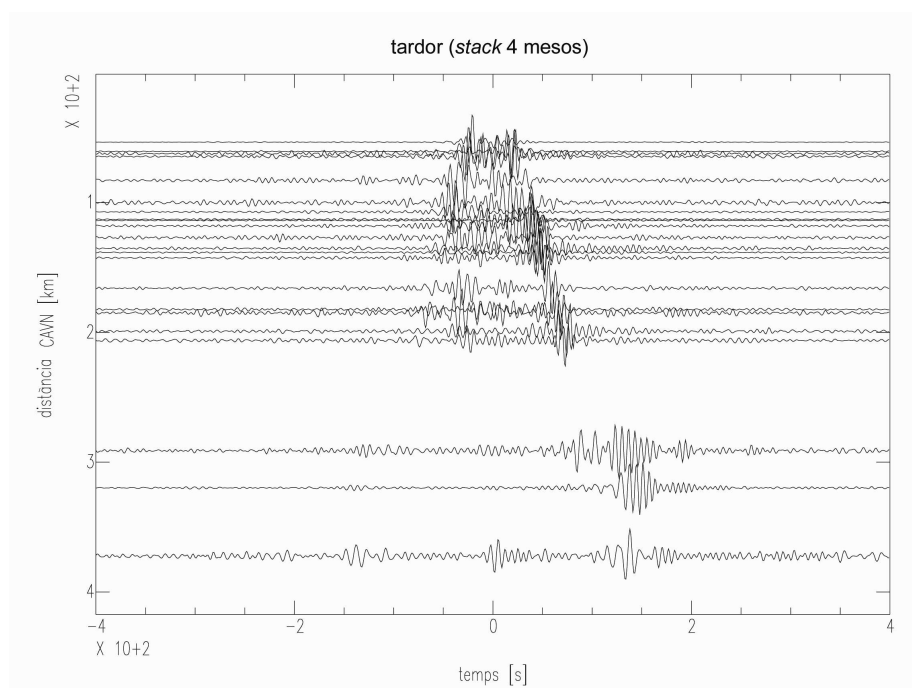


Figura C 28: *Record section* de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

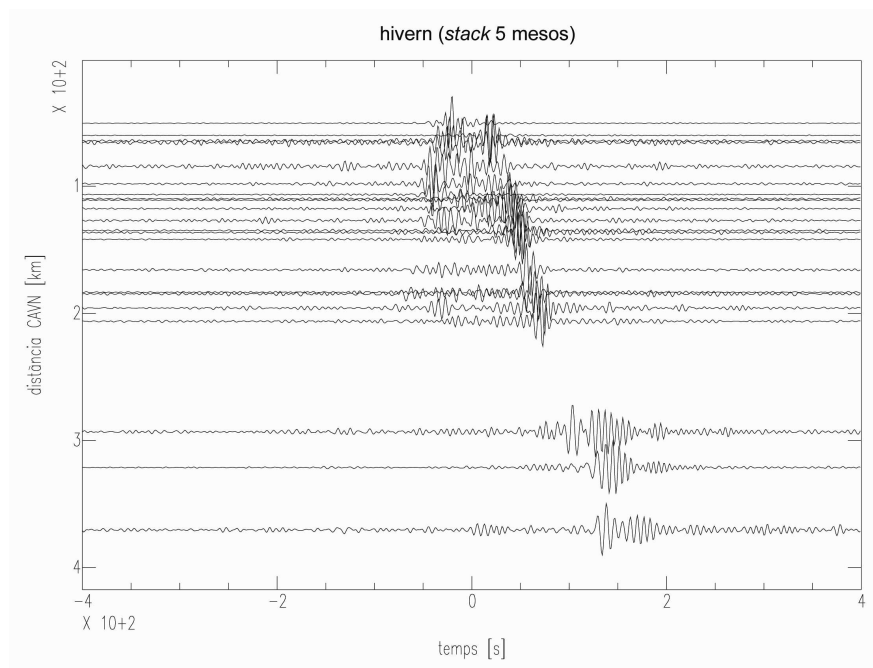


Figura C 29: *Record section* de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

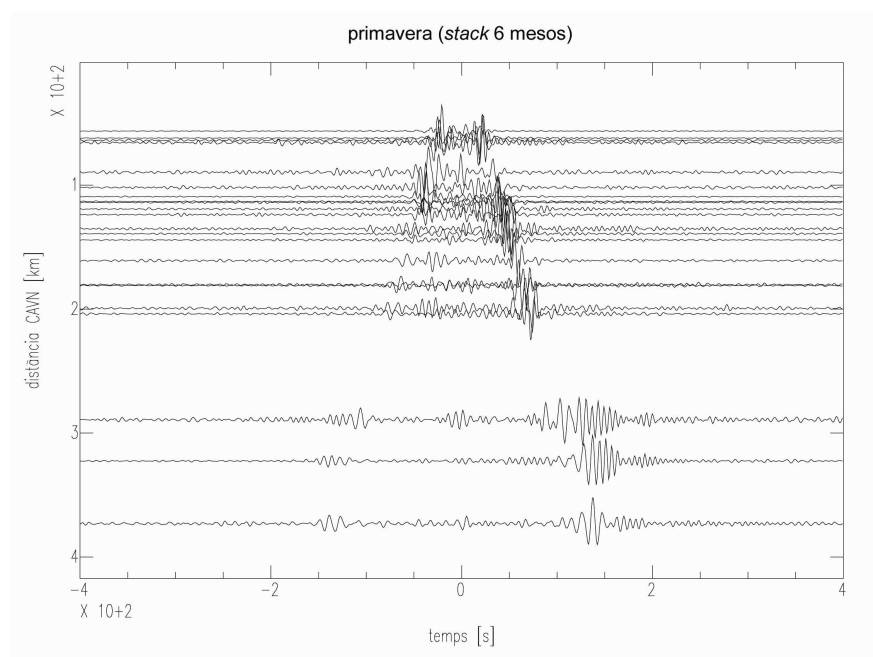


Figura C 30: *Record section* de l'estació CAVN i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

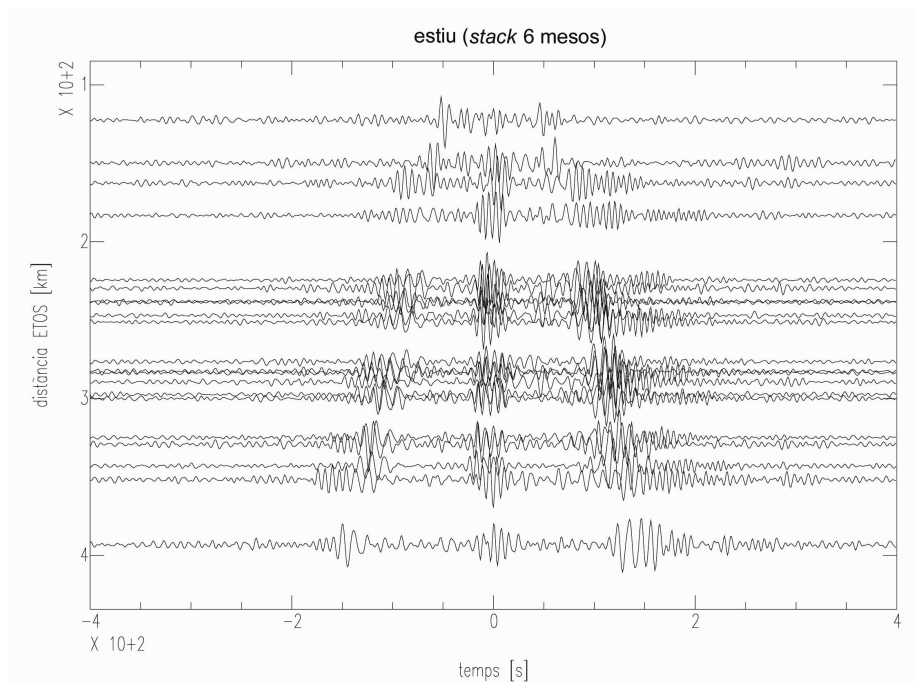


Figura C 31: *Record section* de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'estiu decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

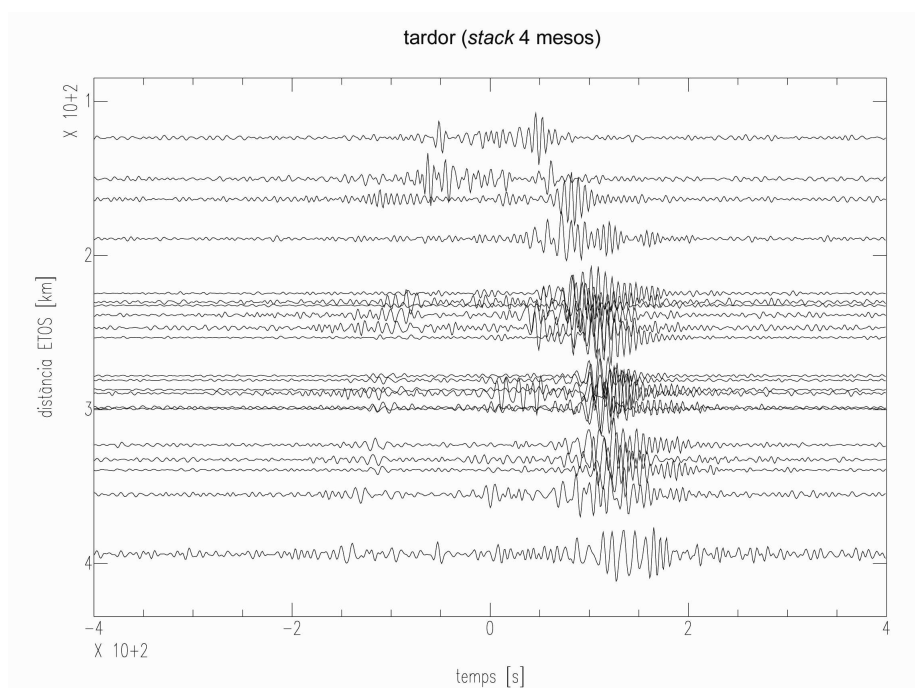


Figura C 32: *Record section* de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de tardor decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

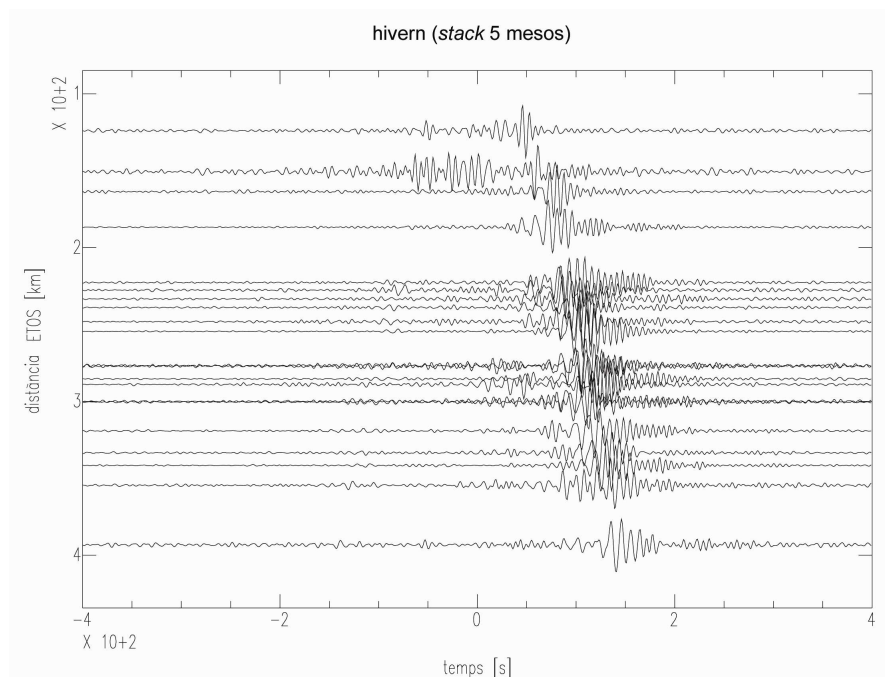


Figura C 33: *Record section* de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos d'hivern decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

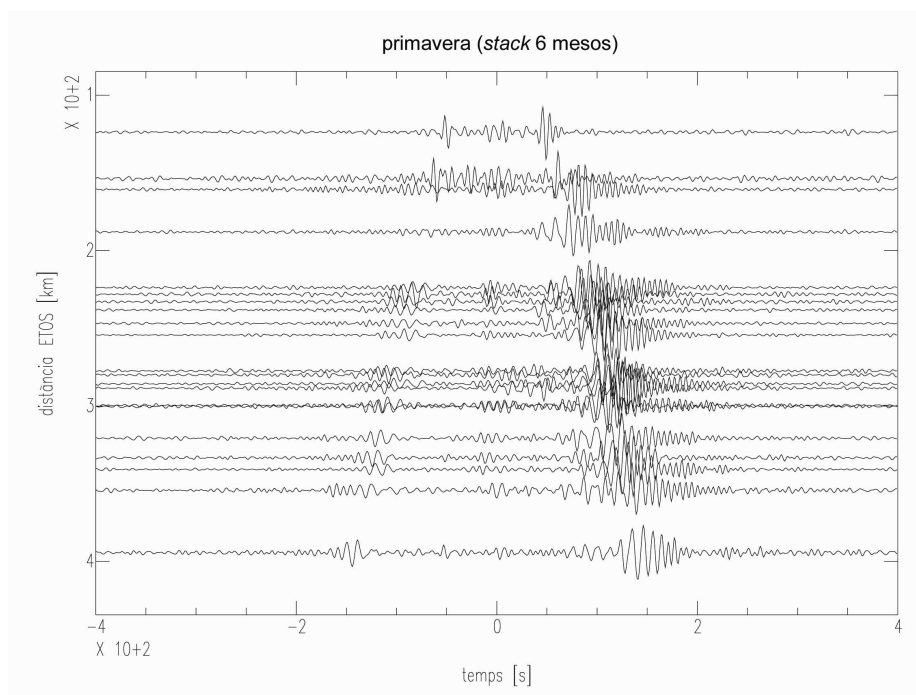


Figura C 34: *Record section* de l'estació ETOS i les estacions més properes (fins a uns 400 km), amb el senyal dels mesos de primavera decimat a 1 mostra per segon i filtrat passa-banda entre 0.07 i 0.2 Hz.

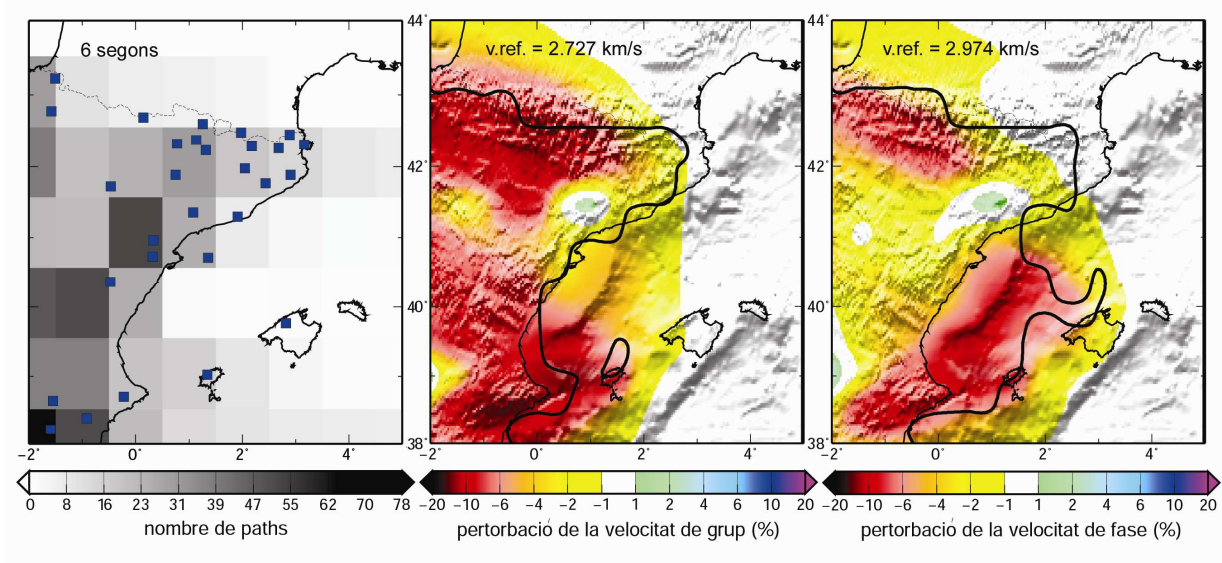


Figura C 35: Esquerra: Mapa de la zona d'estudi amb el nombre de *paths* i les estacions que han intervingut al càlcul de les velocitats de grup i de fase per a 6 s de període. En mig: Mapa tomogràfic de la velocitat de grup per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de 2.727 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km. Dreta: Mapa tomogràfic de la velocitat de fase per a 6 s de període, amb una velocitat de referència de 2.974 km/s, junt amb la línia de contorn de resolució de 100 km.

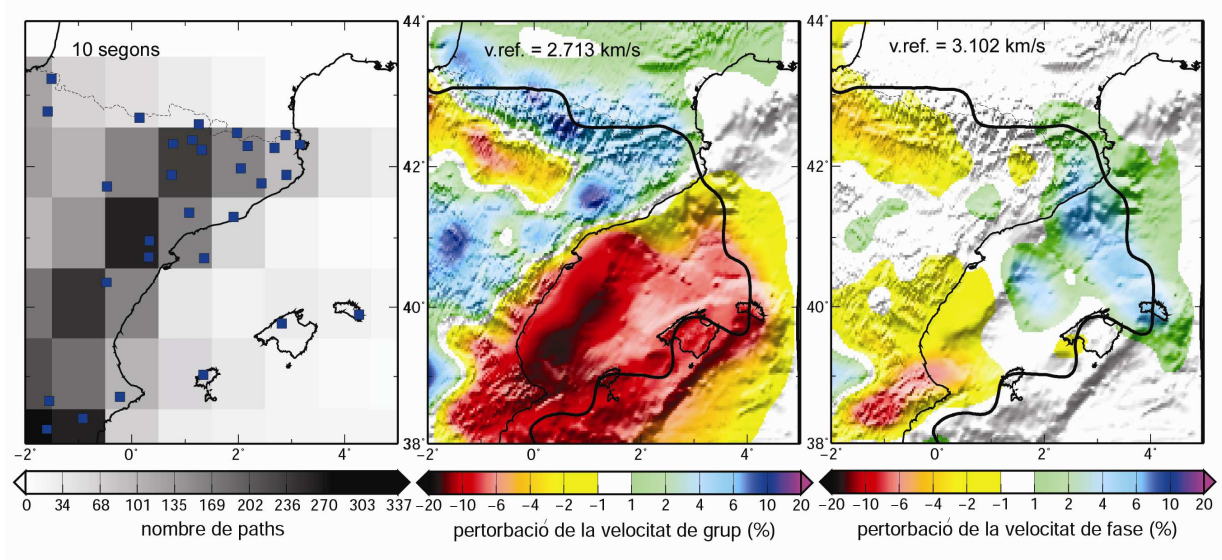


Figura C 36: *Idem* Figura C 35, per a 10 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.713 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.102 km/s.

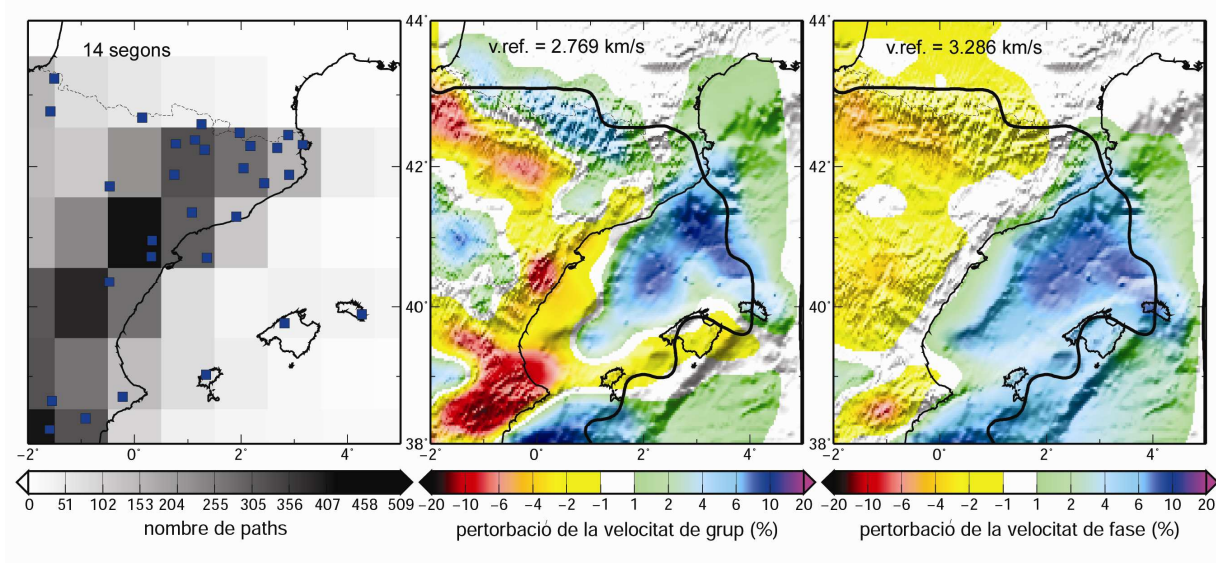


Figura C 37: : *Idem* Figura C 35, per a 14 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.769 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.286 km/s.

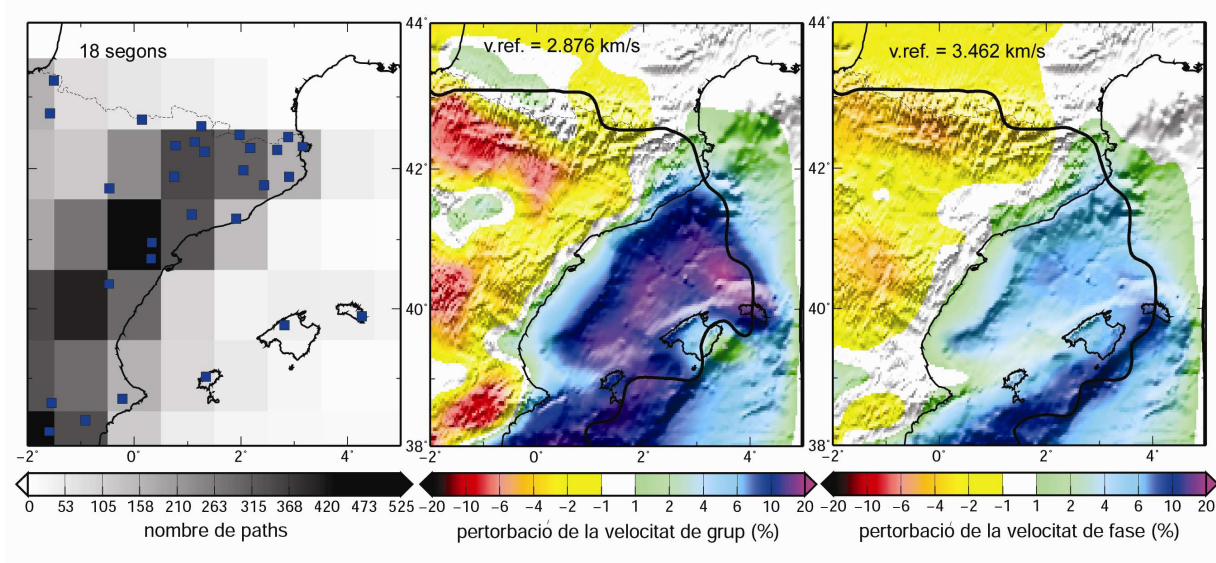


Figura C 38: *Idem* Figura C 35, per a 18 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.876 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.462 km/s.

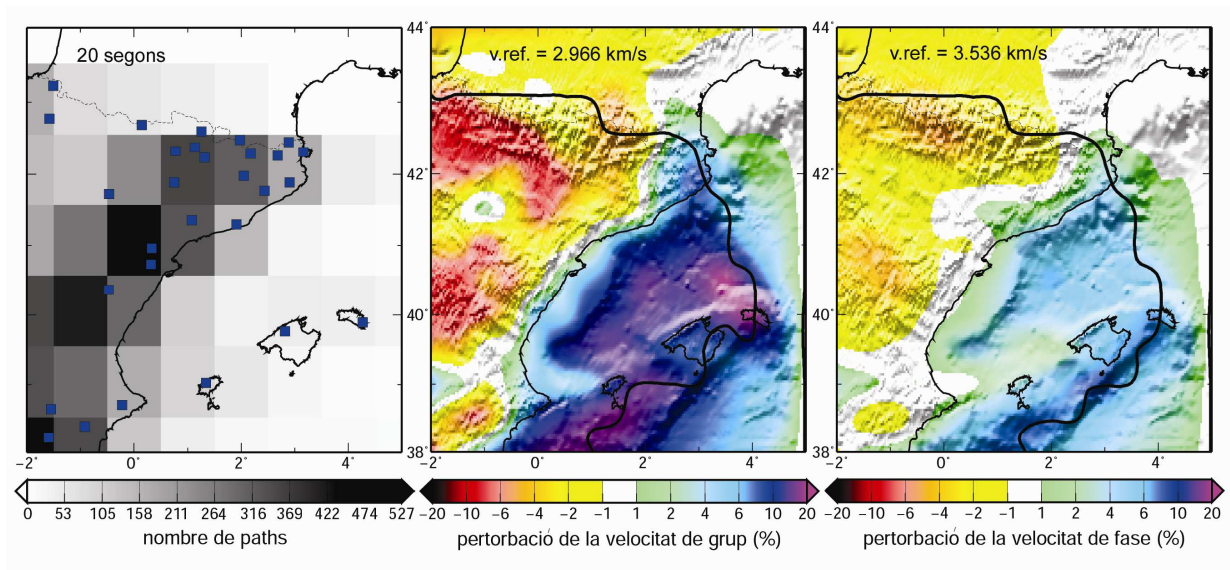


Figura C 39: *Idem* Figura C 35, per a 20 s de període. Velocitat de grup de referència: 2.966 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.536 km/s.

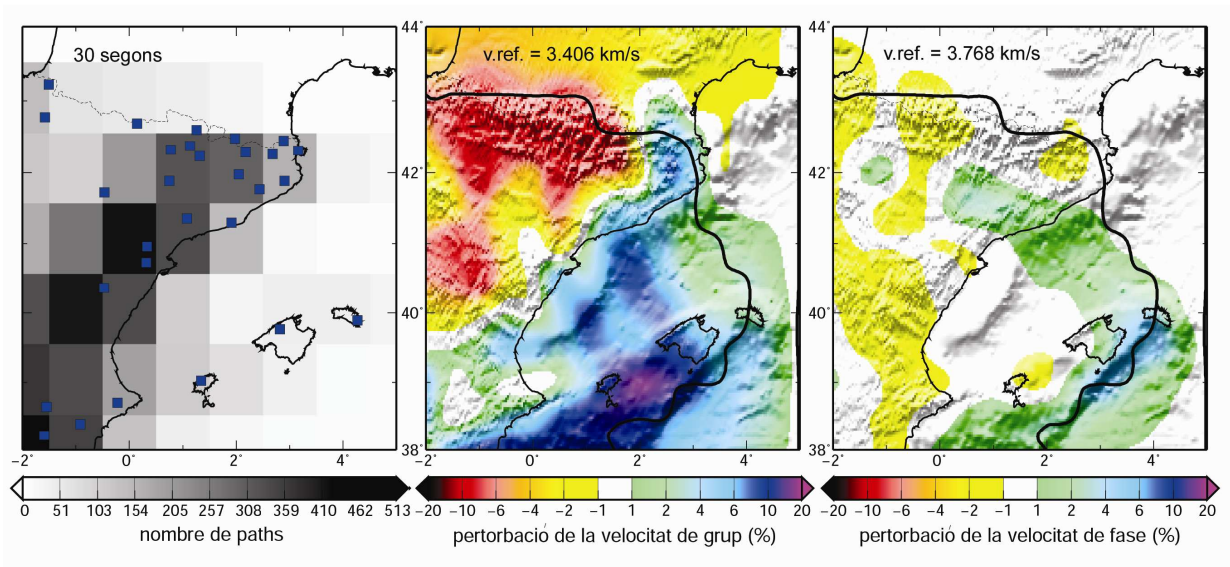


Figura C 40: *Idem* Figura C 35, per a 30 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.406 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.768 km/s.

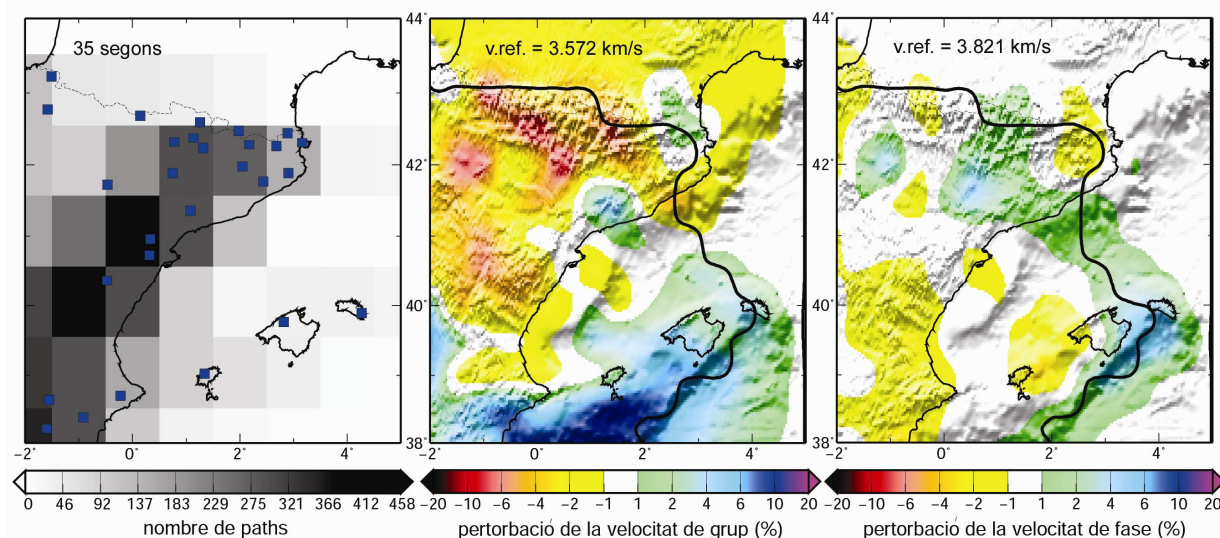


Figura C 41: *Idem* Figura C 35, per a 35 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.572 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.821 km/s.

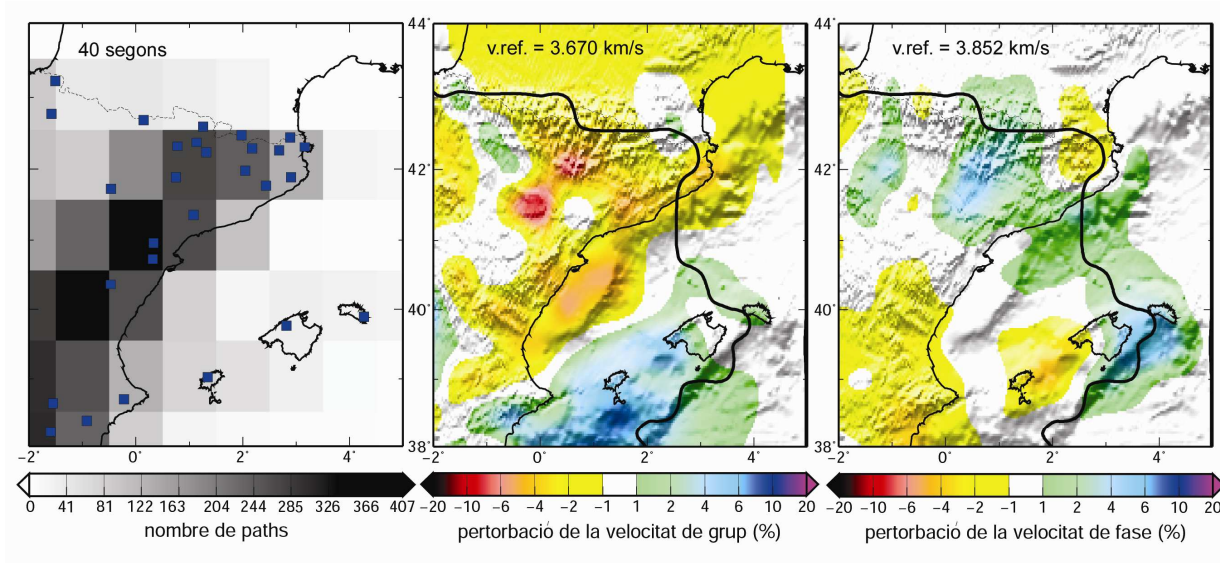


Figura C 42: *Idem* Figura C 35, per a 40 s de període. Velocitat de grup de referència: 3.670 km/s. Velocitat de fase de referència: 3.852 km/s.

Annex D

**Seismic ambient noise characterization of a new permanent
broadband ocean bottom seismometer site offshore Catalonia
(northeastern Iberian Peninsula)**

by Tànit Frontera, Arantza Ugalde(*), Carme Olivera,

José Antonio Jara and Xavier Goula

(*) Corresponding author:

Arantza Ugalde

Institut Geològic de Catalunya, c. Balmes, 209-211, 08006 Barcelona, Spain. Phone: 34
93 5538430, Fax: 34 93 5538440, E-mail: augalde@igc.cat. Formerly at: Observatori de
l'Ebre, CSIC – URL, Horta Alta, 38, 43520 Roquetes, Tarragona, Spain.

Abstract

On August 2005 a permanent Ocean Bottom Seismometer (OBS) was deployed 50 km offshore Catalonia (northeastern Spain) within the framework of a joint project between the *Institut Cartogràfic de Catalunya* (ICC) and the *Observatori de l'Ebre*, in collaboration with the Spanish oil company *Repsol Investigaciones Petrolíferas*. The main goal of the project was to improve the understanding of the seismicity in the area around, which is densely populated and is industrially very active. The OBS station (international code COBS) has a three component broad band sensor and a differential pressure gauge (DPG). The site is located on sedimented sea-floor in shallow water (150 m in depth) at about 400 m from the Casablanca oil platform. Data are digitized on-site and are transmitted through a submarine cable to the platform. On October 2007, continuous mode and almost real time VSAT satellite data transmission from the platform to the data center at the ICC was implemented, which implied the integration of the COBS station into the Catalan seismic network. Since COBS is operative, some local, regional and teleseismic events have been recorded. A seismic ambient noise study from the OBS and the DPG recordings has been performed, showing that, as observed on most of the ocean-floor observatories, the noise level is quite large on all components. Taking advantage of the high coherence between the OBS and DPG recordings, a low frequency noise correction has also been carried out, thus improving data fidelity. Seismic recordings from COBS station are available to the scientific community by request and will be made available through ORFEUS data center.

1. Introduction

The scientific importance for long-term ocean-floor seismic observatories has been widely and internationally recognized by the earth science communities. Besides their interest for the investigation of global-scale geophysical processes, long-term ocean-floor observations are also required to better constrain regional tectonics. However, the implementation of ocean-floor seismic stations is a difficult task, and several efforts have been made for more than two decades to resolve the technological and logistical issues associated with such deployments (Romanowicz *et al.*, 2009; Suyehiro *et al.*, 2006). Different programs from the United States and Canada (*e.g.*, NEPTUNE Project, <http://www.neptune.washington.edu>), Japan (*e.g.* ARENA Project, Kasahara *et al.* 2006), and in Europe (*e.g.*, ESONET Project, <http://www.oceanlab.abdn.ac.uk/research/esonet.php>) have promoted ocean-floor observatories, most of them multidisciplinary. A review on seafloor observatory science can be found in Favali and Beranzoli (2006).

The first initiative for long-term sea-floor seismic monitoring observation in Spain became a success on August 12th 2005, when a permanent broadband ocean bottom seismometer (OBS) and a differential pressure gauge (DPG) were installed at about 50 km offshore Catalonia region, northeastern Iberian Peninsula (Figure 1). The ocean-floor station was completely integrated into the Catalan seismic network (CSN) in October 2007, when satellite transmission allowed to have continuous and real time data available at the network data center in Barcelona. The station, with geographical coordinates 40.71°N and 1.36°E, has the code COBS at the International Registry of Seismograph Stations of the International Seismological Centre.

The plan was initially designed with the main goal of improving the understanding of the seismicity of the region around, which is densely populated and is industrially very active. In this sense, singular infrastructures such as nuclear power plants, chemical and oil industries are present in the area, having these aspects great implications on the seismic risk assessment of the region. Moreover, the fact that some earthquakes occur offshore, leads to some difficulty in surveying seismic activity with the inland stations only. Thus, the installation of a broadband OBS for real-time data acquisition might improve the performance of the network.

Seismicity of the northeastern Iberian Peninsula is moderate, within the context of the Mediterranean region, which is in agreement with its low rate of deformation (Goula *et al.*, 1999). However, reliable historical macroseismic data prior to the 20th century confirms that great earthquakes have occurred during historical times, whereas small events are continuously being recorded at present (Olivera *et al.*, 1992). Catalonia region can be divided into three structural units with different geotectonic characteristics (Figure 1): the Ebro Basin, the Mediterranean system, and the Pyrenees. The Ebro Basin is characterized by a large thickness sedimentary series. Seismicity in the basin is very low, according to the low level of tectonic deformation. The Mediterranean system comprises the Catalan Coastal Ranges, which are made of paleozoic and mesozoic materials, and the intermediate depressions, which are padded of neogene and quaternary sediments. They are bounded by a NE-SW fault system. In this area, several $M > 4$ earthquakes have occurred, most of them offshore. In particular, a series of earthquakes occurred in 1995, three of them with local magnitudes $M_L=4.6$, 4.1 and 4.0, which were located close to the COBS station deployment site (Figure 1). Finally, the Pyrenees are composed of granitic massifs, gneiss and Paleozoic series at the axial zone, and by mesozoic and paleogene series at the detached sedimentary cover. Some neogene-

1 quaternary volcanic activity is present, and the highest seismicity rate of the region, with
2 some earthquake magnitudes greater than 5, corresponds to this area.

3 In the following, we summarize the results of the operation period of COBS
4 station in terms of the site ambient noise conditions and quality of the data acquired.
5 There have been many studies on seismic sea-floor noise levels and it has been observed
6 that, in general, they are higher than for land-based seismic stations. The general sources
7 of the sea-floor noise levels are well understood and they are mainly related to the wave
8 motions at the sea surface and the interactions of the marine currents with seismic
9 instrumentation (Webb, 1998). Unlike most of the reported results from seismic noise
10 studies, which refer to deep environment ocean-floor measurements, this study presents
11 the results for a shallow deployment (with a water column of about 150 m) at 50 km
12 from the coast and at 400 m from the Casablanca oil platform (REPSOL-YPF) which
13 constitutes the infrastructure that supplies power to the sensors and that hosts the satellite
14 communication equipments.

15 Finally, the improvement in offshore earthquake locations by the CSN gained by
16 the availability of almost real-time COBS data is analyzed.

17

2. Instrument description and data

The sea-floor seismic station COBS is equipped with a CMG-3T sensor and an integrated 24-bit resolution CMG-DM24 digitizer of Güralp Systems Ltd.; and with a differential pressure gauge (DPG) manufactured by the Scripps Institution of Oceanography. The seismic sensors and the digitizer are housed in a 50-cm-diameter, 12-cm-height titanium cylinder (Figure 2) with a total weight around 80 kg in air. The seismic sensors have a flat instrument velocity response from 50 Hz to 120 s. The system compensates tilt automatically up to 10 degrees. The DPG has a pass band between 2 Hz to 500 s and it weights 5 kg in air. The digitizer acquires eight data streams of the 3-component seismic sensor and the DPG at sampling rates of 100 samples per second (sps) and 1 sps, together with eight additional streams with system status information and environmental data. COBS site is located at 150 m water depth in the Mediterranean Sea, approximately 50 km offshore Tarragona (north eastern Iberian Peninsula). The OBS is completely buried into the sediments and the DPG is deployed 10 m away from the seismic sensor. The system is linked by a 750-m length, 26-mm-diameter cable with the Casablanca oil platform, which hosts the power supply, the GPS, and the communication equipments for VSAT satellite data transmission (Figure 2). This ensures the availability of continuous, almost real time sea-floor seismic data at the Catalan seismic network data center in Barcelona (<http://www.igc.cat>). COBS data is integrated into the monitoring and data management system of the CSN using Earthworm.

As for the instrument orientation, the north axis of the OBS has an azimuth of $196\pm4^\circ$ with respect to the geographic north. This angle was first measured using a remotely operated vehicle (ROV) from a ship, and later confirmed by means of polarization diagrams using data from several teleseismic earthquakes. Figure 3 shows

- 1 two examples of seismic data recorded by COBS station from a local and a teleseismic
- 2 event.
- 3

3. Seismic ambient noise analysis

For the purposes of this work, three-component continuous digital recordings from January 1 to December 31, 2008 were monitored in order to reveal noise levels variations at different frequency bands. Noise samples of 60 minutes length were taken from the continuous twelve months data recordings, which were acquired at a sampling rate of 100 samples per second. Earthquakes, explosions and other transient signals were excluded from all noise samples by visual inspection of the record sections. The smoothed PSD was calculated for a number of 50% overlapping record segments with a length of 2^{15} samples, corresponding to individual segment lengths of 327.68 s. The PSD was calculated for each segment, after removing the linear trend and tapering with a Hanning window, and then averaged over all segments. The PSD was finally corrected for the instrumental response and presented in units of dB [referred on $(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$] to compare them with the curves of the New Low-Noise Model (NLNM) and New High-Noise Model (NHNM) of Peterson (1993), used as a reference for the definition of the quality of a seismic recording site.

Figure 4 shows power density spectra for two different time periods. Each curve refers to a different component and monthly average noise levels, and the dashed curves show the NLNM and NHNM levels based on land stations (Peterson, 1993). Figure 4 shows that January data is, in general, noisier than July data, although the behavior is similar for frequencies higher than 6 Hz. In fact, the ocean floor seismic noise spectrum depends on the wind and so varies with location and season (Webb, 1998). In this work, we refer to the following band sections (Webb, 1998) for the interpretation of the noise levels: the long period noise, below 0.1 Hz; the microseism band, from 0.1 to 5 Hz; and the very low frequency (VLF) ocean acoustics band, from 5 to 50 Hz.

1 The increased noise level with respect to the reference noise models observed in
 2 Figure 4 for the long period band is related to ocean currents and infragravity waves
 3 (Webb, 1998). The noise peak observed in the vertical channel below 0.1 Hz comes from
 4 the sea-floor compliance, which is defined as the seafloor deformation under pressure
 5 forcing from linear surface gravity waves (Crawford and Webb, 2000). The pressure
 6 signal from these waves, which is stronger at a sedimented site than at a hard-rock site, is
 7 only significant at frequencies corresponding to wavelengths longer than the water depth
 8 (150 m at this site) and it can be removed (Webb and Crawford, 1999), as it will be
 9 shown later. Stronger long period noise on the horizontal components is due to tilt (Araki
 10 *et al.*, 2004).

11 Figure 4 also shows that the calculated mean PSD values present a wide noise
 12 peak in the microseismic band around 0.6 Hz. As explained by Webb (1998) the seafloor
 13 is usually noisy at these frequencies because of the microseisms caused by 0.5 Hz ocean
 14 waves that can be quickly produced by even a moderate breeze. But energetic
 15 microseisms driven by local ocean waves can be present in ocean floor spectra at
 16 frequencies as high as 5 Hz (Webb, 1998).

17 The noise levels at COBS site are below the NHNM for the VLF acoustics band.
 18 Noise level between 10 and 50 Hz is mostly controlled by man-made sources (Webb,
 19 1998). In this sense, the spectral lines observed in Figure 4 above 7 Hz, can be due to the
 20 oil platform activity and/or ship machinery. Although the oil platform is a potential
 21 source of high frequency seismic noise, it constituted an essential infrastructure for the
 22 success of the present project, since the cost and the logistics involved would have been
 23 unaffordable otherwise. The existence of the platform eliminates, on the one hand, the
 24 need of periodic exchange of batteries and data packages using ROV and ship, and
 25 allows, on the other hand, having available real time data at reasonable cost. This is not

1 the first deployment of a permanent ocean-floor seismic station near an oil platform. The
2 ocean-floor seismic station at Oseberg (OSG) (*e.g.*, Atakan and Havskov, 1996) was
3 installed 2 km away from an oil platform at 160 m in depth. It was operative since 1989
4 to 2003, providing data to the Norwegian national seismic network. It was recognized as
5 an important element of the network, thus providing critical information to the
6 monitoring of the seismicity offshore Norway.

7 The ambient noise levels at the COBS site, their possible sources for different
8 frequency bands, and the contribution of the sea-floor seismic station to the CSN
9 performance are discussed in the next section.

4. Discussion

4.1 Temporal variations of the noise levels at COBS

It has been observed that the PSD values do not show diurnal changes for any component, probably due to the absence of anthropogenic noise sources near the sensor. As for the oil platform, it does not change the activity rate during the day.

All of the data for the 12-month interval can be summarized in spectrogram displays of the PSD as a function of time and frequency. This representation may help to check for seasonal variations of the noise levels. Figure 5 shows the daily average 3-component spectrograms for one year of continuous recording. The maximum noise levels occur in winter and the minimum in summer, as expected, as the intensity of storms is higher in winter than in summer and there are, on the average, a greater number of noise sources (low-pressure areas) also in winter than in summer (Romanowicz *et al.*, 2006). From Figure 5 it can be observed that the COBS noise shows large temporal changes, especially in the microseism band, that are linked to seasonal variations. It is observed that, around 0.1 Hz, the vertical-component PSD is up to 40 dB lower in summer than in winter. For the horizontal components, it can be observed an up to 20 dB reduction of the noise amplitudes during the summer season.

4.2 Correlation with meteorological data

It is well known that meteorological conditions play an important role in the generation of sea-floor seismic noise, in particular due to wind speed influence. In this study we use data from three oceanographic buoys located near the OBS (Figure 1) to compare the power density spectra calculated under different meteorological and oceanographic conditions. Figure 6 shows the trend of the significant wave height measured at the three

nearby buoys compared to the calculated spectrogram for the first 15 days of the recorded data. It is observed that the noise levels change considerably with the weather in a broad frequency range and that high noise levels correlate well with significant wave height peaks, which correspond to high wind speed recordings. The compliance peak below 0.1 Hz at this site, visible primarily on the vertical component, becomes stronger and wider in frequency for high significant wave height values. Comparing the arrival times at buoys Dolenc *et al.* (2008) had demonstrated that the infragravity waves are generated when the short-period ocean waves reach the coast and not when they pass directly above the station. On the other hand, the significant wave height has a great influence in the calculated noise levels for the microseism band. This indicates that, as suggested in other studies (*e.g.*, Webb, 1998) wind driven gravity waves are important sources of seismic noise in these frequency bands.

4.2 Low frequency correction of the vertical component

It has been shown that most of the low frequency (< 0.1 Hz) noise at a sea-floor site comes from instrument tilting under fluid flow and the sea-floor displacement under ocean-surface gravity waves. This noise can be reduced on the vertical channel by removing the part that is coherent with noise on the horizontal seismometer channels and the pressure channel (Crawford and Webb, 2000; Crawford *et al.*, 2006). Therefore, a differential pressure gauge is an essential part of any broadband ocean-floor seismic station (Webb and Crawford, 1999).

The tilt-generated seismic background noise can be removed following Crawford and Webb (2000) and Crawford *et al.* (2006) by calculating the so named transfer function from the spectral ratio and coherence between the horizontal and vertical channels, and then subtracting the coherent horizontal energy from the vertical channel.

The same technique can be used to remove the pressure signal from the vertical component (Webb and Crawford, 1999). This technique assumes that the horizontal channels are mostly controlled by tilt below 0.1 Hz and that the infragravity signal is only on the pressure and vertical channels.

Figure 7 shows an example of the coherence calculated between the vertical and horizontal components and between the vertical component and pressure measurements for a seismologically quiet day. It can be observed that, in all cases, the coherence is high in the frequency band comprised between 0.02 and 0.1 Hz. The coherent data is then removed by first calculating the frequency-domain transfer functions between the different components and then using the algorithms by Crawford and Webb (2000). The corrected spectra, plotted in Figure 7, shows that the new noise floor is up to 40 dB lower than in the original data below 0.1 Hz, so the noise levels are now between the NHNM and NLNM of Peterson (1993).

4.3 Comparison with other OBS and land sites

Apart from other temporary deployments (*e.g.*, Dahm *et al.*, 2006), some permanent seafloor seismic stations exist in the Mediterranean region in addition to COBS. SN1 (Favali and Beranzoli, 2008) was the first real-time seafloor observatory in Europe that has been operating since 2005. It was deployed 25 km offshore of the eastern coast of Sicily (Southern Italy) at a depth of 2060 m. Using data from an initial experiment, Monna *et al.* (2005) reported noise levels at SN1 comparable to a nearby land station above 0.1 Hz. In comparison with COBS, SN1 shows lower noise levels at all frequencies. However, it is noted the presence of a peak around 0.8 Hz due to local wind driven sea waves, as observed at COBS too. As for the noise peak produced by

infragravity waves which is observed at COBS below 0.1 Hz, it is reported at SN1 for frequencies lower than 0.02 Hz (Monna *et al.*, 2005).

In 2008, a multidisciplinary marine module, named CUMAS, including a broadband OBS, was deployed in the Campi Flegrei caldera (southern Italy) (Iannaccone *et al.*, 2009). Because noise measurements at this permanent site have not been reported yet, we compare here the background seismic noise of two broadband ocean bottom seismometers that were deployed in the seafloor of the caldera in a previous stage (Vassallo *et al.*, 2008). In contrast to SN1 and Antares, these OBS were sunked at a depth of about 100 m, close to the coast, under more similar conditions than COBS station. From this experiment, which is in general noisier than the COBS site, we want to point out the similarity of the noise peak caused by local sea waves, which is observed at both the COBS site and the Campi Flegrei caldera between 0.5 and 1 Hz.

In the Mediterranean region (Ligurian Sea), the Antares OBS is also operating at a depth of 2550 m since 2005 (Deschamps *et al.*, 2005). This permanent seafloor observatory has similar seismic instrumentation as the one presented here. A seismic noise analysis at Antares site and a comparison with the noise levels at COBS are in progress.

Among other ocean floor measurements in deep environments performed in the world (*e.g.* Stephen *et al.*, 2003) we will highlight here a comparison of the noise characteristics between the COBS site and MOBB, which is a successful permanent ocean-bottom seismometer installation, located 40 km offshore Monterey Bay, California, at a water depth of 1000 m (Romanowicz *et al.*, 2009). The noise characteristics at MOBB and the quality of data acquired have been deeply studied (*e.g.*, Dolenc *et al.*, 2005, 2007, Romanowicz *et al.*, 2006, 2009). MOBB is significantly quieter than COBS for all frequencies. In this case, the noise “hump” produced by

infragravity waves which is observed at MOBB for frequencies lower than 0.05 Hz (Dolenc *et al.*, 2008), is recorded at COBS below 0.1 Hz. Since only linear waves with wavelengths comparable or larger than the water depth can generate a detectable pressure signal at the seafloor (Webb, 1998) the additional water column at SN1, Antares, and MOBB results in a higher value of the high-frequency cutoff of the long period noise peak at COBS.

Finally, we show in Figure 9 the noise levels for a meteorologically quiet day at COBS station and three land-based stations of the CSN. CGAR is a coastal station, CCAS is a 32-m-depth borehole station at less than 20 km from the coast, and CLLI is located at the Pyrenean range, at about 90 km from the sea. It is observed that, whereas the horizontal components are noisier, the vertical component noise at COBS is comparable to the three land stations around the microseismic peaks. As for the noise peak observed in this figure at COBS around 0.7 Hz, caused by the influence of wind-driven ocean waves, it also exists at CGAR and CCAS and it almost disappears at CLLI. It is observed that the peak is shifted towards lower frequencies for stations located farther from the sea.

4.4 Contribution to the Catalan seismic network

COBS data is integrated into the monitoring center data management system of the CSN through Earthworm. COBS station is at present in a configuration testing period thus not contributing to the CSN automatic location system yet. However, when an event is detected by the automatic system, COBS recordings are also analyzed manually, together with the other stations of the network, thus contributing to the final locations. This information is published at the IGC web site (<http://www.igc.cat>).

1 In spite of the seafloor noise levels that can be high under severe meteorological
2 conditions, and even though a small number and low magnitude offshore local events
3 have occurred during COBS operation period, some improvements of the hypocenter
4 location accuracy have been achieved from the integration of land and COBS data. The
5 hypocenter locations of some low magnitude ($M_L < 2$) offshore seismic events by the
6 integration of land and offshore (COBS) data in comparison with locations estimated
7 from land data only show that the COBS data reduced the azimuthal gap and better
8 constrained the hypocenter depth. New data will help to validate these results.

Conclusions

On August 2005 a permanent ocean bottom seismometer (OBS) and a differential pressure gauge (DPG) were installed inside the security perimeter of the Casablanca oil platform (50 km offshore Tarragona, NE Spain), within the framework of a project which has the aim of improving the knowledge of the seismicity and seismic risk in the region. The sensors were submerged at about 400 m to the SW of the oil platform and were deposited at about 150 m in depth. In July 2007 the OBS station (international seismic station code COBS) was integrated into the Catalan Seismic Network (CSN) through a VSAT platform that is transmitting continuously almost real time seismic data via satellite to the IGC hub. Once at seismic data centre, data are continuously archived and processed with an automatic system.

A study of the OBS signal in terms of noise has been made and compared to the ambient noise levels of other OBS and some land-based Catalan Seismic Network sites. It has been observed that the COBS, like most of the ocean floor stations, has a quite noisy behavior in comparison to land stations. Nevertheless, COBS has recorded a number of teleseismic, regional and local events since it is operative. At present, the data provided by the sea floor sensor are used to perform the manual locations, which can be improved for local offshore events that would have a larger station gap without these data.

Data and Resources

Meteorological data from the oceanic measurement networks (deep water and Tarragona harbor buoys) belong to *Puertos del Estado* (http://www.puertos.es/en/oceanografia_y_meteorologia/index.html). Data from Tortosa buoy has been obtained from <http://www.boiescat.org>. Seismic data from the OBS station as well from the other broadband stations of the Catalan Seismic Network are accessible to the public by request (<http://www.igc.cat>).

1 Acknowledgments

2

3 This work has been financed by the Spanish *Ministerio de Educación y Ciencia*
4 (CASABLANCA project, REN2003-06577), FEDER funding and the *Institut*
5 *Cartogràfic de Catalunya* (ICC).

6

References

- Araki, E., M. Shinohara, S. Sacks, A. Linde, T. Kanazawa, H. Shiobara, H. Mikada, and K. Suyehiro (2004). Improvement of seismic observation in the ocean by use of seafloor boreholes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 678-690.
- Atakan, K., and J. Havskov (1996). Local site effects in the northern North Sea based on the single station spectral ratios of the OBS data, *Terra Nova* **8**, 22-33.
- Crawford, W.C. and S.C. Webb (2000). Identifying and removing tilt noise from low-frequency ($<0.1\text{Hz}$) seafloor vertical seismic data, *Bull. Seis. Soc. Am.* **90**, 952-963.
- Crawford W. C., R. A. Stephen, and S. T. Bolmer (2006). A second look at low-frequency marine vertical seismometer data quality at the OSN-1 site off Hawaii for seafloor, buried, and borehole emplacements, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 1952-1960, doi: 10.1785/0120050234.
- Dahm T. F. Tilmann, and J. P. Morgan (2006). Seismic broadband ocean bottom data and noise observed with free-fall stations: experiences from long-term deployments in the North Atlantic and Tyrrhenian Sea, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 647-664.
- Deschamps, A., Y. Hello, M. Dugué, V. Bertin i A.Le Van Suu (2005). Antares: a seismological broad-band sensor at 2500m in Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Abstracts* **7**, 03705, SRef-ID:1607-7962/gra/EGU05-A-03705, EGU.
- Dolenc D., B. Romanowicz, D. Stakes, P. McGill, and D. Neuhauser (2005). Observations of infragravity waves at the Monterey ocean bottom broadband

- station (MOBB), *Geochem. Geophys. Geosys.* **6**, Q09002, doi:
10.1029/2005GC000988.
- Dolenc D., B. Romanowicz, and R. Uhrhammer (2007). Identifying and removing noise from the Monterey ocean bottom broadband seismic station (MOBB) data, *Geochem. Geophys. Geosys.* **8**, Q02005, doi: 10.1029/2006GC001403.
- Dolenc D., B. Romanowicz, P. McGill, and W. Wilcock (2008). Observations of infragravity waves at the ocean-bottom broadband seismic stations Endeavour (KEBB) and Explorer (KXBB), *Geochem. Geophys. Geosys.* **9**, Q05007, doi: 10.1029/2008GC001942.
- Favali, P. and L. Beranzoli (2006). Seafloor observatory science: a review, *Annals of Geophysics* **49**, 515-567.
- Favali, P. and L. Beranzoli (2008). GEOSTAR technology, *EsoNews* **2**(3), 1-8.
- Goula X., C. Olivera, J. Fleta, B. Grellet, R. Lindo, L. A. Rivera, A. Cisternas, and D. Carbon (1999). Present and recent stress regime in the Eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics* **308**, 487-502.
- Iannaccone G, S. Guardato, M. Vassallo, L. Elia, and L. Beranzoli (2009). A new multidisciplinary marine monitoring system for the surveillance of volcanic and seismic areas, *Seism. Res. Lett.* **80**, 203-213, doi: 10.1785/gssrl.80.2.203.
- ICC (1999). Mapa de sismicitat de Catalunya 1977-1997 1:400 000, Ed. Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Kasahara J., R. Iwase, T. Nakatsuka, Y. Nagaya, Y. Shirasaki, K. Kawaguchi, and J. Kojima (2006). An experimental multidisciplinary observatory (VENUS) at the Ryukyu trench using the Guam-Okinawa geophysical submarine cable, *Annals of Geophysics* **49**, 595-606.

- Monna S., F. Frugoni, C. Montuori, L. Beranzoli, and P. Favali (2005). High quality seismological recordings from the SN-1 deep seafloor observatory in the Mt. Etna region, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L07303, doi: 10.1029/2004GL021975.
- Olivera C., T. Susagna, A. Roca, and X. Goula (1992). Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas, *Tectonophysics* **203**, 99-109.
- Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Tech. Rept.* 93-322, 1-95.
- Romanowicz B., D. Stakes, D. Dolenc, D. Neuhauser, P. McGill, R. Uhrhammer, and T. Ramírez (2006). The Monterey Bay broadband ocean bottom observatory, *Annals of Geophysics* **49**, 607-623.
- Romanowicz B., P. McGill, D. Neuhauser, and D. Dolenc (2009). Acquiring real time data from the broadband ocean bottom seismic observatory at Monterey Bay (MOBB), *Seism. Res. Lett.* **80**, 197-202, doi: 10.1785/gssrl.80.2.197.
- Stephen R. A., F. N. Spiess, J. A. Collins, J. A. Hildebrand, J. A. Orcutt, K. R. Peal, F. L. Vernon, and F. B. Wooding (2003). Ocean seismic network pilot experiment, *Geochem. Geophys. Geosys.* **4**, 1092, doi: 10.1029/2002GC000485.
- Suyehiro K., J. P. Montagner, R. A. Stephen, E. Araki, T. Kanazawa, J. Orcutt, B. Romanowicz, S. Sacks, and M. Shinohara (2006). Ocean seismic observatories, *Oceanography* **19**, 144-149.
- Vassallo, M., A. Bobbio, and G. Iannaccone (2008). A comparison of sea-floor and on-land seismic ambient noise in the Campi Flegrei caldera, southern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **98**, 2962-2974, doi: 10.1785/0120070152.
- Webb, S.C. (1998). Broadband seismology and noise under the ocean, *Rev. Geophys.* **36**, 105-142.

- 1 Webb, S.C., and W.C. Crawford (1999). Long-period seafloor seismology and
2 deformation under ocean waves, *Bull. Seis. Soc. Am.* **89**, 1535-1542.
3

Authors' affiliations and addresses

Tànit Frontera

Institut Geològic de Catalunya, c. Balmes, 209-211, 08006 Barcelona, Spain. Phone: 34 93 5538430, Fax: 34 93 5538440, E-mail: tfrontera@igc.cat

Arantza Ugalde

Institut Geològic de Catalunya, c. Balmes, 209-211, 08006 Barcelona, Spain. Phone: 34 93 5538430, Fax: 34 93 5538440, E-mail: augalde@igc.cat

Formerly at: Observatori de l' Ebre, CSIC - URL, Horta Alta, 38, 43520-Roquetes (Tarragona) Spain.

Carme Olivera

Institut Geològic de Catalunya, c. Balmes, 209-211, 08006 Barcelona, Spain. Phone: 34 93 5538430, Fax: 34 93 5538440, E-mail: colivera@igc.cat

José Antonio Jara

GEOCAT (Gestió de Projectes, S.A.), Avda. Josep Tarradellas, 34-36, 3^a planta, 08029 Barcelona, Spain. Phone: 34, Fax: 34, E-mail: jjara@ggp.cat

Xavier Goula

Institut Geològic de Catalunya, c. Balmes, 209-211, 08006 Barcelona, Spain. Phone: 34 93 5538430, Fax: 34 93 5538440, E-mail: xgoula@igc.cat.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Seismicity map of Catalonia region (northeastern Spain) for the period 1977-1997 (modified from ICC, 1999). The main geological features and the location of COBS station (solid triangle) are shown. The location of three oceanographic buoys used is plotted: B1 (Tarragona deep water buoy); B2 (Tarragona coastal buoy); and B3 (Tortosa coastal buoy).

Figure 2. Images of the seafloor deployment: (a) Ocean bottom seismometer; (b) image of the seabed after the deployment; (c) aerial view of the deployment operations; and (d) satellite antenna at the Casablanca platform.

Figure 3. Examples of recordings of a local and teleseismic event at COBS station.

Figure 4. Comparison of the noise levels for quiet and stormy days of January and July, 2008. The PSD for three hours of three-component data is plotted together with the NHNM and NLNM of Peterson (1993).

Figure 5. One-year spectrograms for the vertical and horizontal components of the OBS

Figure 6. Vertical-component spectrogram for two weeks of COBS data together with the variation of the spectral significant wave height measured at buoys B1 (Tarragona deep water), B2 (Tarragona harbor), and B3 (Tortosa).

1 Figure 7. (Top) Coherence between horizontal, pressure data and vertical component
2 calculated for the time period between 1:00h and 1:59h of January 4th, 2008, and
3 (bottom) vertical-component PSD before (Z) and after (Z'') low frequency data
4 removal.

5
6 Figure 8. Comparison of noise levels recorded at COBS (for a quiet and a stormy day)
7 and three land stations of the Catalan Seismic Network.

FIGURE 1

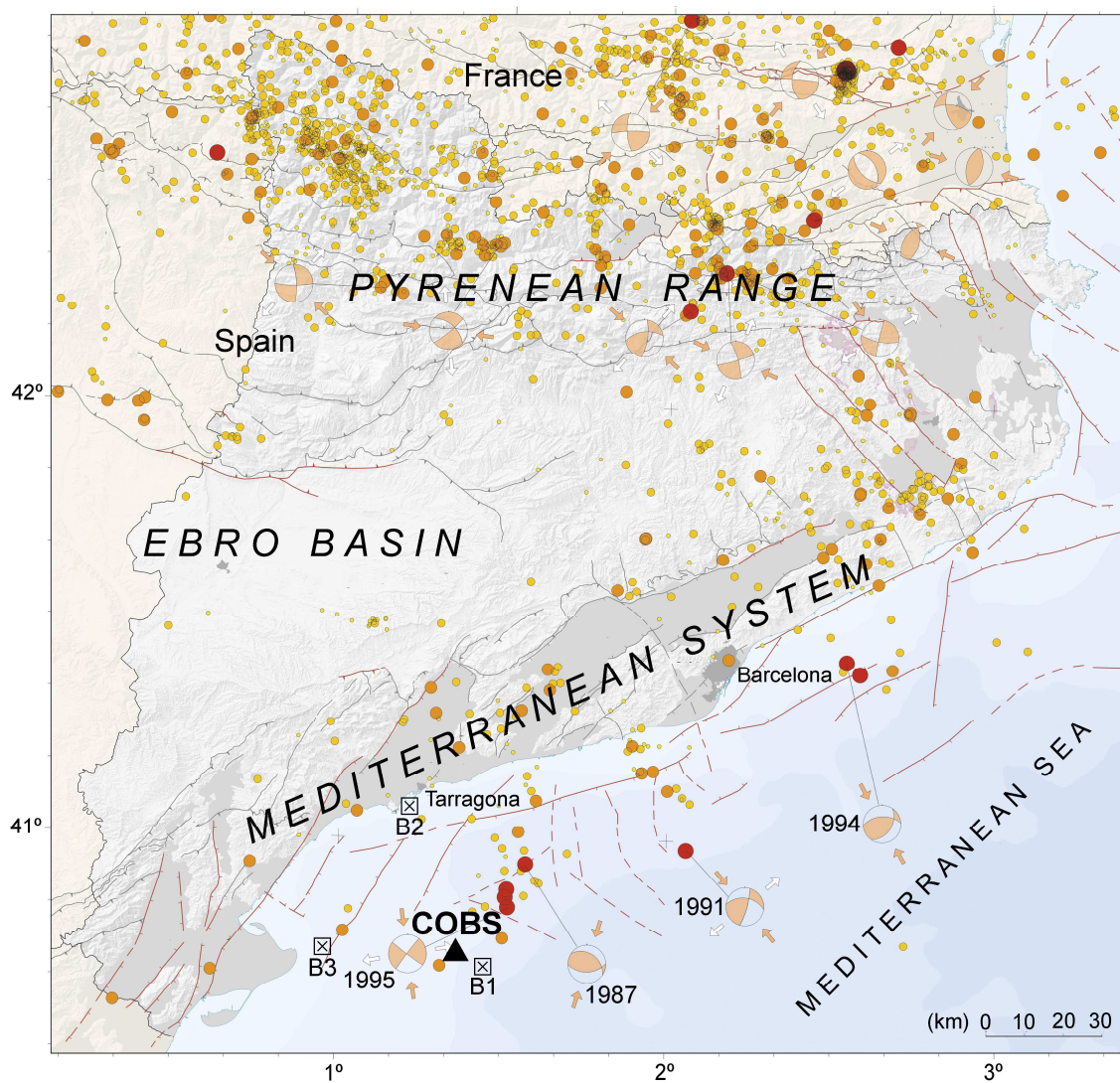


FIGURE 2

a



b



c



d



FIGURE 3

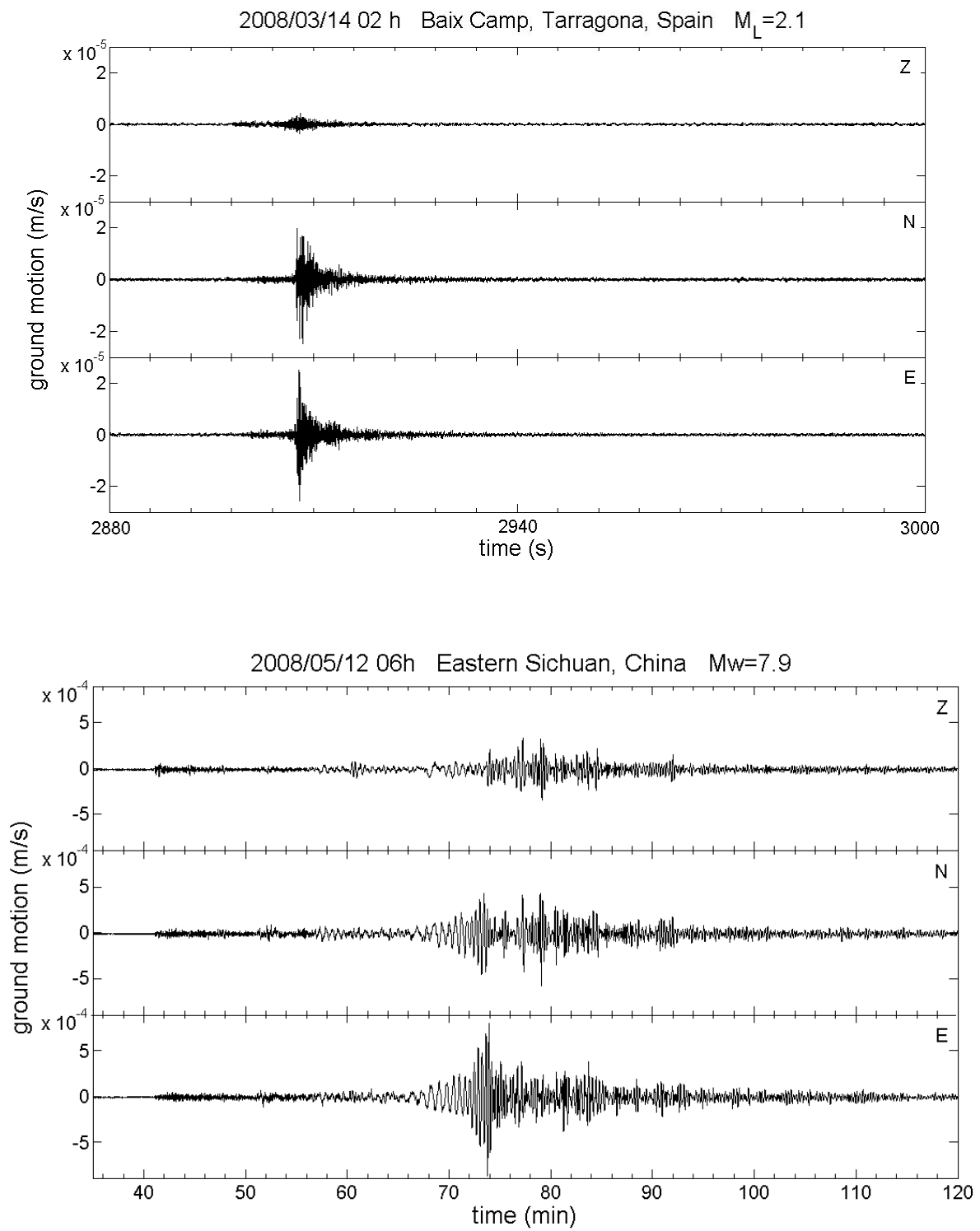


FIGURE 4

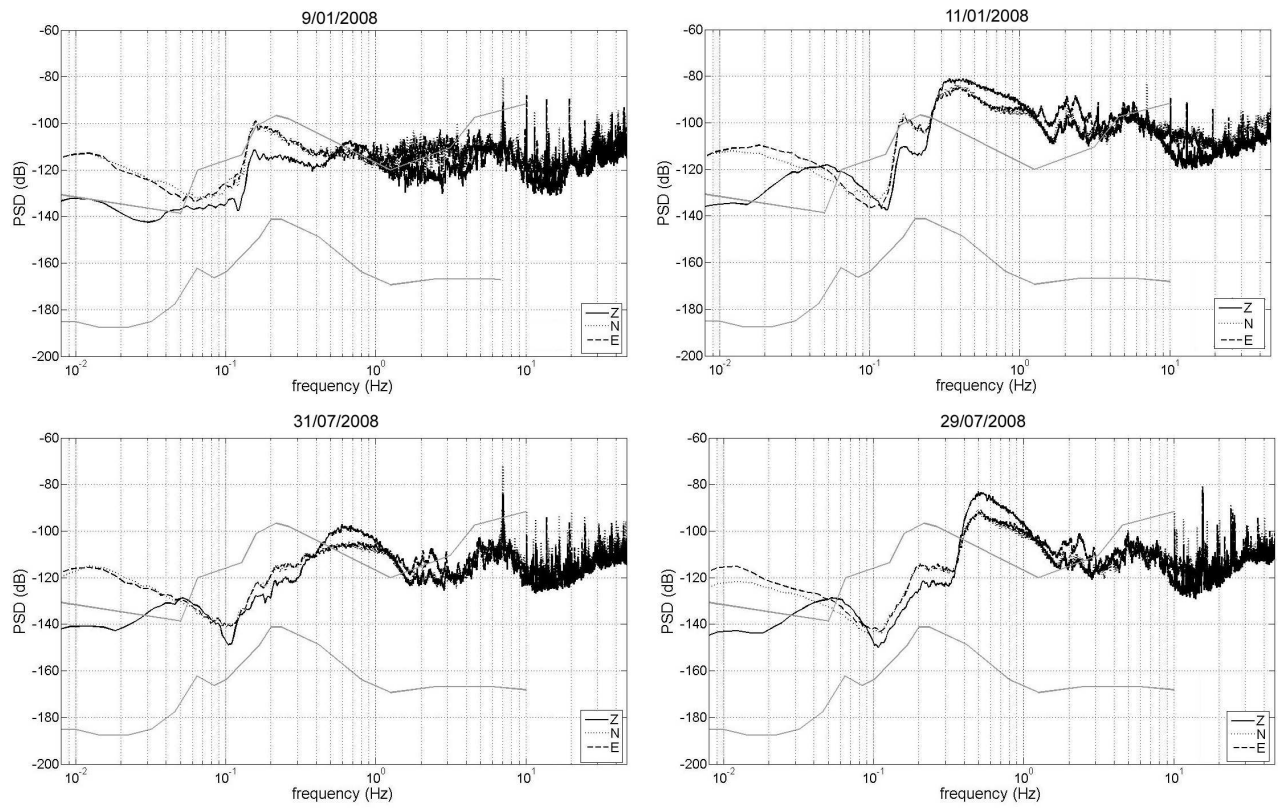


FIGURE 5

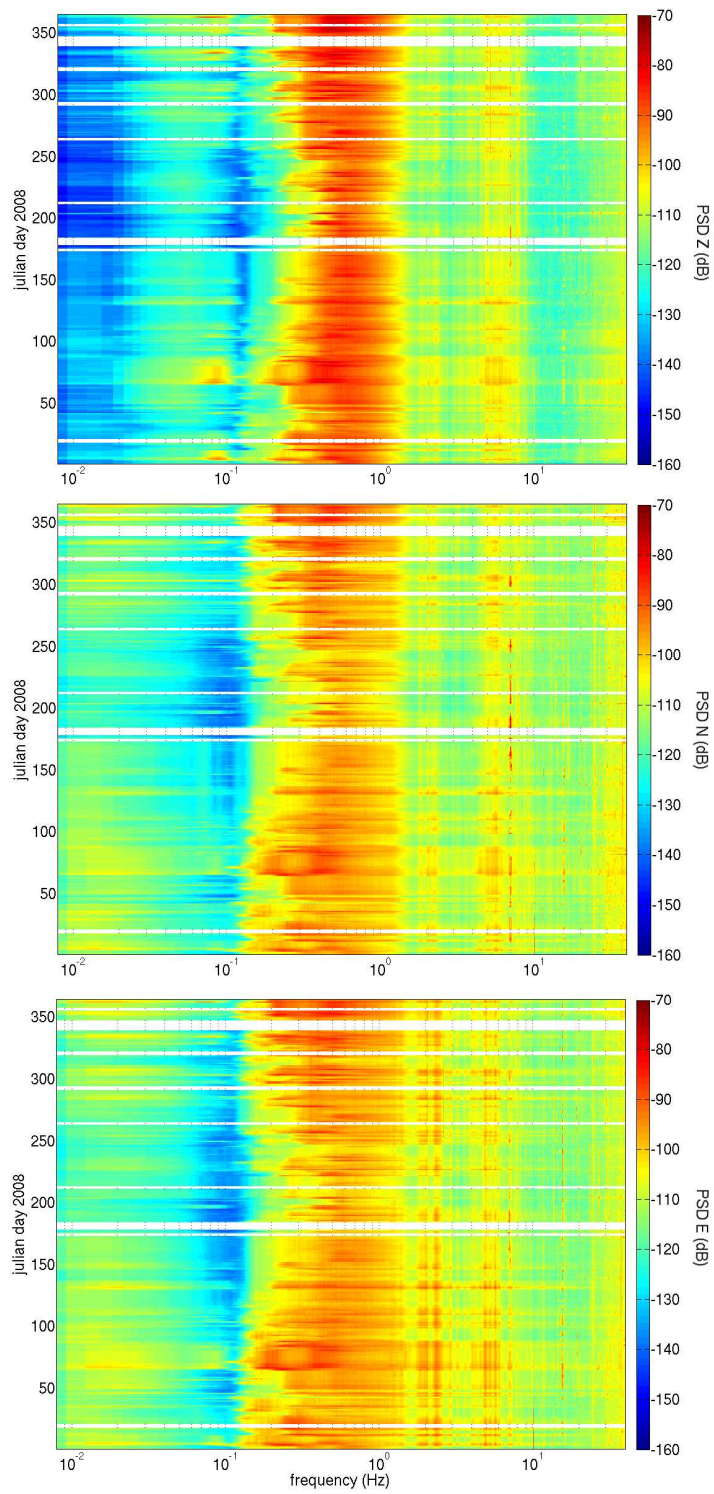


FIGURE 6

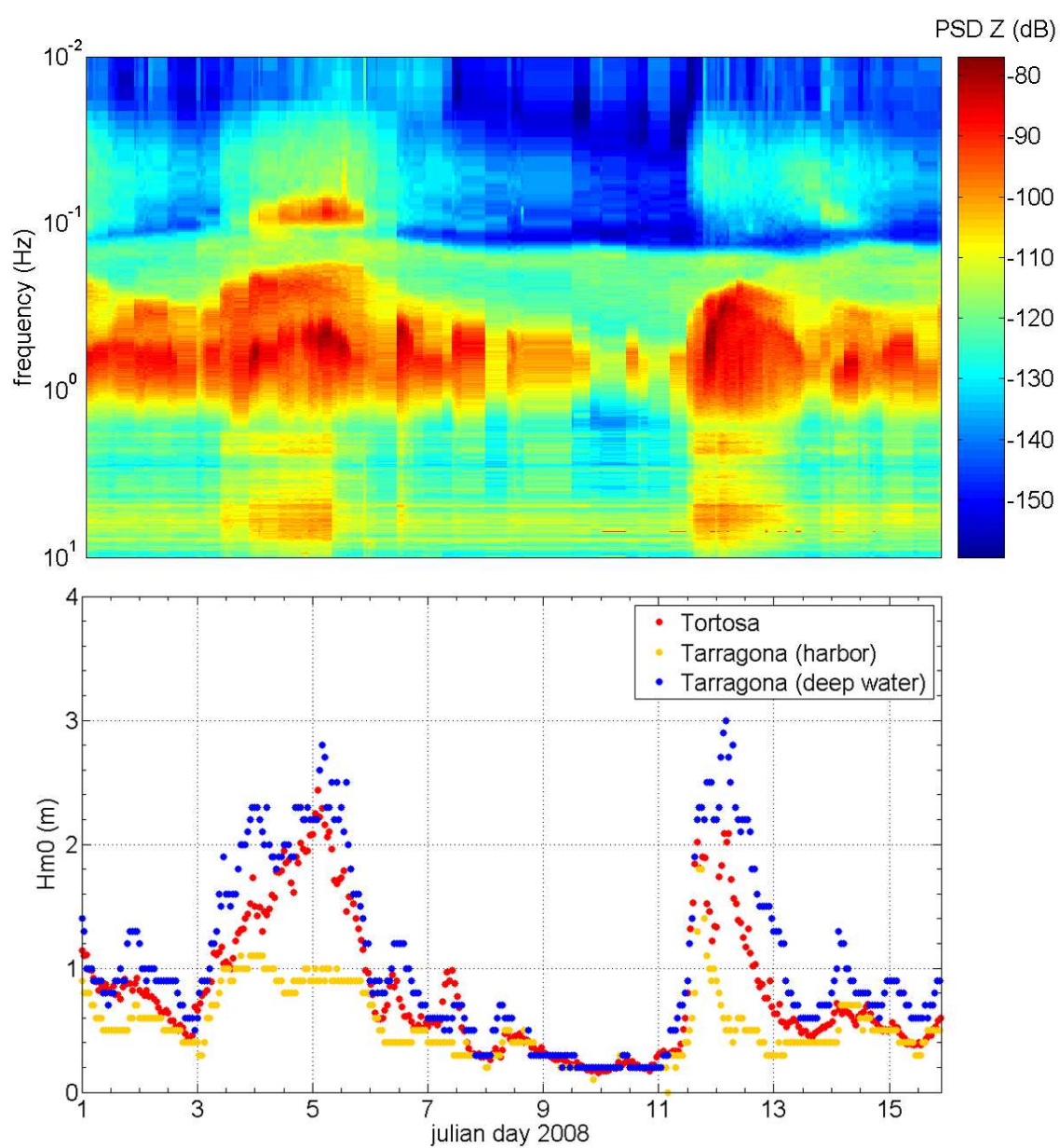


FIGURE 7

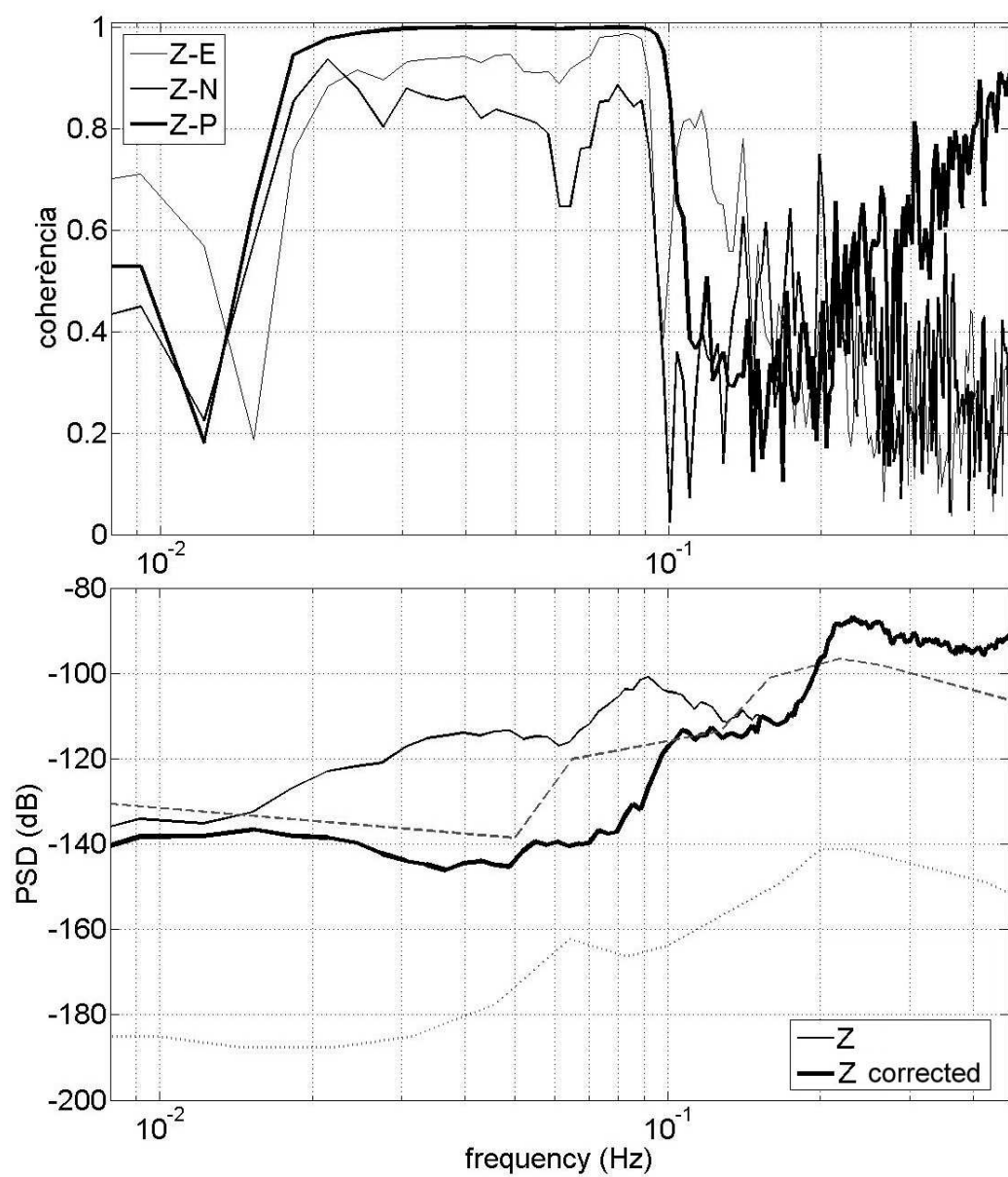


FIGURE 8

